

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA



TESIS DOCTORAL

**El paisaje y las modificaciones antrópicas en las cuencas altas
amazónicas de la región andina-ecuatorial**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Juan Morán Sáez

Directores

Luis Miguel Tanarro García
Massimo de Marchi

Madrid

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Geografía



**EL PAISAJE Y LAS MODIFICACIONES ANTRÓPICAS
EN LAS CUENCAS ALTAS AMAZÓNICAS
DE LA REGIÓN ANDINA-ECUATORIAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Juan Morán Sáez

Bajo la dirección de los doctores

Luis Miguel Tanarro García

Massimo de Marchi

Madrid, 2019

Juan Morán Sáez, 2019

El Paisaje y las modificaciones antrópicas en las cuencas altas amazónicas de la región andina-ecuatorial

Memoria de Tesis para la consecución del título de Doctor en Geografía

Universidad Complutense de Madrid

2019

Autor:

Licenciado Juan Morán Sáez

Directores:

Ph.D. Luis Miguel Tanarro García

Departamento de Geografía-
Universidad Complutense de Madrid

Ph.D. Massimo De Marchi.

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale
Università degli Studi di Padova





UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID

**DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS
PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR**

D./Dña. Juan Morán Sáez _____,
estudiante en el Programa de Doctorado Geografía _____,
de la Facultad de Geografía e Historia _____ de la Universidad Complutense de
Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y
titulada:

El Paisaje y las modificaciones antrópicas en las cuencas altas amazónicas de la región andina-ecuatorial

y dirigida por: Dr. Luis Miguel Tanarro García y Dr. Massimo De Marchi

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 8 de mayo de 2019

Juan
Morán
Sáez

Fdo.:

Firmado digitalmente por Juan
Morán Sáez
Nombre de reconocimiento
(DN): cn=Juan Morán Sáez, o,
ou, email=siguiquero@yahoo.es,
c=ES
Fecha: 2019.05.08 08:20:11
-05'00'

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en
la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

A mi madre.

Agradecimientos:

Durante los años de investigación y trabajo intenso, las personas e instituciones con las que me he encontrado, con las que he compartido y con las que he trabajado han terminado formando parte de mi vida de una forma u otra. Entre 2013, cuando viajé por primera vez a Ecuador, y la actualidad, han pasado cinco años. En este tiempo la idea de realizar un estudio del paisaje de los Andes y la Amazonía ha pasado de ser un simple sueño a una realidad en forma de tesis doctoral. Las dificultades y alegrías desde que la decisión se formalizó en forma de matrícula han sido muchas y muy variadas y creo que recordaré esta época como una de las más intensas de mi vida.

Quiero agradecer en primer lugar a mi mujer Natalia, por estar conmigo en los buenos y malos momentos y aguantarme todos los días que he pasado sentado, estresado o ausente. Ahora empieza una nueva aventura que haremos juntos.

Hace diez años, Felipe Javier Hernando Sanz fue el profesor de la Universidad Complutense que me animó a comenzar una tesis y culminar los estudios de la mejor manera. Lamentablemente esto no pudo llegar a buen término debido a problemas administrativos y burocráticos, y la vida me llevó por otro camino. Sin embargo no puedo dejar de dedicarle un afectuoso agradecimiento por instalarme en la cabeza todos esos programas que me permitirían llegar donde estoy ahora. A él debo también casi toda la teoría epistemológica que conozco, y parte del mérito que pueda tener el primer capítulo es también suyo. El testigo fue recogido por Luis Miguel Tanarro, a quien debo mis respetos y admiración por confiar en mí tan a ciegas y desde tan lejos.

El maestro más importante de mi carrera, con quien tengo la gran deuda de haberme puesto en la cara “las lentes de geógrafo” fue Julio Muñoz. El verano que algunos miembros de la Asociación de Jóvenes Geógrafos-Pangea pasamos con él entre Soria y La Rioja fue el momento en el cual descubrí realmente lo que era ser geógrafo. Brindo por él y espero ser

algún día un digno alumno suyo. Todos los profesores de mi carrera aportaron algo en mi formación y de todos ellos aprendí, así que no queda sino plegarse a su sabiduría y confiar en su benevolencia por no nombrar hasta al último de ellos. Son mis maestros y así les llamaré hasta el último día de mi vida.

Debo ser un sentimental, pero recuerdo y agradezco a mi primer profesor de geografía, Julián Bernal, quien a través de sus clases me señaló el camino que habría de recorrer el resto de mi vida, inoculándome el amor por la ciencia geográfica. En Ecuador hice algunos amigos inolvidables. Sus consejos y ánimos no fueron siempre correspondidos, pero estas líneas pueden solucionar parte del problema. Por supuesto, José Luís Gutiérrez Coronado se encuentra el primero entre ellos.

A Fausto Bonifaz, Jaime Giménez y Patrick Reuter debo nombrarlos con sincero agradecimiento por su amistad y por las fotos que han prestado desinteresadamente. Del mismo modo, a mis sufridos compañeros de la Universidad Nacional del Chimborazo, con quienes pasé tantas horas y con los que tuve momentos mágicos a la sombra de los volcanes. Agradezco a Sergio León su desinteresada revisión de estilo y a Juana Giménez por su generosidad sin límites. Dirijo a Justino Losada un apretón de manos por ser mi conexión con la Universidad en los primeros momentos de la matrícula. A Daniel Boyano le agradezco infinitamente haberse acordado de mí cuando él estaba en Ecuador, abriéndome las puertas de su casa y su corazón. Le debo el último empujón al otro lado del charco y eso no se paga con palabras. A Fernando Paniagua no podría dejar de citarle y agradecerle por todos los momentos que hemos pasado juntos en la selva o teniendo las larguísimas conversaciones, el compartir de desvelos y alegrías y las partidas de cartas, los cuentos y juegos que liberaban la mente cuando no escribíamos las tesis o los proyectos. También a Alice, Alejandra, a Flor y Pipe, quienes me enseñaron cómo la vida es sueño y alegría (y no todo está en los libros).

Es justo reconocer el trabajo del taller mecánico del maestro Luis Guerra, cuya aportación y conocimientos fueron fundamentales para el mantenimiento de nuestra furgoneta Volkswagen T2 durante los recorridos arriba y abajo de los Andes y por la Amazonía.

Un escueto recuerdo, muy especial, para los distintos gobernantes de España, sin cuya colaboración ha sido perfectamente posible esta obra.

A todos los compañeros de la Asociación de Jóvenes Geógrafos-Pangea y a los Guías de Espeleología y Montaña, porque fueron mi soporte vital durante los años de carrera y me adoptaron ofreciendo una amistad que conservaré siempre. Escribir todos sus nombres sería una tarea fútil, pero ellos saben quiénes son.

A los chicos y chicas de La Acampada y de Respeto Sol, quienes me hicieron entender que las personas sí valen la pena y con quienes compartí las semanas más revolucionarias y sentimentales de mi vida, rescatándome de la total misantropía.

He de recordar aquí también a Jaga y a Chiqui, compañeros incomparables a quienes debo el ser mejor persona. También agradezco al Murciélago, Rita y Adolfa, por estar siempre a mis pies y de buen humor. Al Chimborazo, al Tungurahua y al Altar les agradezco humildemente permitirme caminar bajo su ceñuda sombra y su mirada gélida y ardiente. También al río de las Amazonas y a sus hijos el Napo y el Pastaza, por darme cobijo y alimento.

Todo agradecimiento es poco para Massimo De Marchi, quien para mí será siempre un referente fundamental, el representante vivo de un verdadero hombre del Renacimiento. Él aún no sabe la admiración y respeto que se ha ganado para siempre como director y capitán de este barco.

Dejo conscientemente para el final el más sincero de mis agradecimientos: a mis padres, por educarme y por la entregada abnegación y comprensión para con un hijo haciendo una tesis. La emigración al otro lado del Mundo y no tenerme cerca durante estos períodos tan largos y complicados ha supuesto para ellos un quebranto emocional que espero poder saldar a partir de ahora. Del mismo modo mis tíos, en especial Felipe y Tere, fueron referente, impulso y muleta imprescindible, por lo que no puedo dejar de nombrarlos y agradecerles haber estado allí siempre que los necesitaba. A mi hermana Alba y mis abuelos, hitos indelebles en el devenir de mi vida, tengo que recordarlos y agradecerles todos los buenos momentos.

Agradecimientos

A mi abuelo Felipe. A él le debo sin duda el amor por los paisajes y la naturaleza. Siempre lo recuerdo orgulloso por el campo, con la puntería infalible, silbando a los perros y diciéndome:
“- Al monte hay que salir siempre, ¡aunque sea en silla de ruedas!”

A todos ellos, muchas gracias.

*"Ya no puedo vivir en esta carpuela;
porque todo lo que tenía se lo llevó el río
ya me voy, yo ya me voy, al Oriente a trabajar".*

Tradicional, valle de Chota.

*"El Mundo no es así; nosotros lo hemos hecho así.
Yo lo he hecho así."*

Robert de Niro, La Misión.

*"Cuando era un muchacho, me apasionaban los mapas. Podía pasar horas mirando
Sudamérica, África o Australia, inmerso en los placeres de la exploración.
En aquella época quedaban muchos lugares desconocidos en La Tierra y cuando veía en un
mapa alguno que pareciera particularmente atractivo (aunque todos lo parecen),
ponía el dedo sobre él y decía: Cuando sea mayor, iré allí".*

Joseph Conrad , El corazón de las tinieblas.

Resumen:

Este trabajo es la memoria de tesis que se presenta para la consecución del doctorado por la Universidad Complutense de Madrid por el doctorante Juan Morán Sáez. La presente investigación fue realizada entre los años 2015 y 2018 durante la residencia del autor en Ecuador y más específicamente en el Oriente ecuatoriano. En ella se hace un recorrido al paisaje y el territorio de las vertientes orientales de los Andes ecuatoriales desde el punto de vista de una geografía crítica y regionalista. La tesis se formula bajo la premisa de la sistematización regional y territorial del paisaje y el descubrimiento de tendencias mediante técnicas cualitativas y cuantitativas, con una visión que va de lo general a lo particular.

La primera parte esboza una introducción epistemológica que pretende dirigir el foco de los porqués de esta investigación y enmarca las hipótesis y el estado de la cuestión.

La segunda parte incluye un análisis de los distintos elementos que caracterizan el paisaje. Estos son los elementos abióticos, en la forma de la cubierta física de la superficie y las fuerzas que configuran las formas del relieve; los elementos bióticos, en la forma de biomas o paisajes bioclimáticos; y el factor humano, en la forma de las modificaciones antrópicas de los componentes bióticos y abióticos. Para ello se realiza un análisis integral, multiescalar y diacrónico de la geomorfología, el clima y la bioclimatología en las vertientes orientales de los Andes ecuatoriales y las modificaciones que el ser humano provoca en el paisaje natural.

A continuación se muestran cuáles han sido los principales hechos que se ponen de relieve después del análisis: la existencia de la pulsación climática cuaternaria y el establecimiento del bioclima actual en el área de estudio; la relación entre esta pulsación climática y las formas de erosión y deposición sedimentarias de los materiales volcánicos cuaternarios, así como el papel de la tectónica y la orogenia; el surgimiento desde el Paleógeno de un sistema de biomas tropicaloides en la región, cuya capacidad para transformarse y adaptarse al cambio climático iniciado en el Plioceno y consolidado en el Pleistoceno es mayor de lo que se había creído posible; y finalmente, las modificaciones que el ser humano ha realizado desde su aparición como actor capaz de transformar el paisaje durante el Holoceno.

Se propone una evolución del paisaje, tanto en los procesos cenozoicos y sus principales hitos como los referidos a los del Último Máximo Glacial (UMG) y hasta la actualidad, concretándose en la aproximación a los tipos de climas en el UMG a partir de los climas y bioclimas actuales y su relación y evolución reciente y los efectos de su proyección futura.

El último segmento de la presente investigación toma como ejemplo la región estudiada y señala cómo la destrucción del bioma forestal consecuencia de la actividad humana impide la adaptación ecosistémica a los cambios climáticos. Se demostrará que los cambios climáticos cuaternarios se han venido produciendo con una intensidad similar a la presente, pero en la actualidad se impide la correcta adaptación de los biomas al ser humano, lo que resulta en un problema a escala planetaria. Se mostrará la deriva geomorfológica y cómo la humanidad debe adaptarse a la misma con una visión universal, transversal y con el conocimiento de la medida de tiempo geológico. Se pretende evidenciar que la única forma en la cual se producirá un verdadero progreso es estableciendo cambios drásticos en la forma en la cual nos relacionamos con el medio ambiente. Estos cambios tendrán que ver con abanderar los principios de sostenibilidad, comprensión fraternal de la naturaleza, uso racional de los recursos, visión a largo plazo y el abandono de las teorías de crecimiento ilimitado y el consumo sin freno de materias primas y fuentes de energía no renovables.

Para el autor el progreso futuro deberá vertebrarse en la protección integral de la biosfera, el conocimiento de que formamos parte de la misma y no somos un actor ajeno y el convencimiento de que somos la entidad que habla en el nombre de la Tierra.

Abstract:

This work is the doctoral dissertation of Juan Morán Sáez to obtain a doctor (Ph.D.) degree in Geography from the Universidad Complutense de Madrid. The research was conducted between 2015 and 2018 during the author's residence in Ecuador, primarily in the country's east. It is a journey through the landscape and territory of the eastern slopes of the equatorial Andes from the point of view of a critical and regionalist geography. The work is formulated under the premise of the creation of geocores (geosystems, geofacies and geotopes), the regional and territorial systematization of the landscape and the discovery of trends through qualitative and quantitative techniques, with a view that ranges from the general to the specific.

The first part outlines an epistemological introduction that aims to address the focus of the whys and wherefores of this research and frames the hypotheses and the state of question. The second part includes an analysis of the distinct elements that characterize the landscape. These are the abiotic elements, which form physical cover of the surface and the forces that mould the forms of the relief; the biotic elements, which form bioclimatic biomes or landscapes; and the human factor, influencing the anthropic modifications of the biotic and abiotic components. To achieve this end, the research carries out an integral, multi-scale and diachronic analysis of the geomorphology, climate and bioclimatology of the eastern slopes of the equatorial Andes and the changes that humans cause in the natural landscape.

The third part point out the main facts highlighted after the analysis: the existence of Quarternary climatic pulsation and the establishment of the current bioclimate in the study area; the relationship between this climatic pulsation and the forms of erosion and sedimentary deposition of quaternary volcanic materials, as well as the role of tectonics and orogeny; the emergence from the Paleogene of a system of tropicaloid biomes in the region, whose capacity to transform and adapt to climate change initiated in the Pliocene and consolidated in the Pleistocene is greater than had been thought possible; and finally, the modifications that human beings have made since their appearance as actors capable of transforming the landscape during the Holocene.

An evolution of the landscape is proposed, both in the Cenozoic processes and their main

milestones and those referred to those of the Last Glacial Maximum (LMG) and up to the present day, materialising in the approximation of the types of climates in the LMG from the current climates and bioclimates and their relation and recent evolution and the effects of their future projection.

The last segment of the present research is representative for the studied region, from the particular to the general. It mentions how the destruction of the forest biome as a result of human activity prevents ecosystem adaptation to climate change. It will be demonstrated that quaternary climate changes have been taking place with a similar intensity to the present one, but at present the correct adaptation of biomes to human beings is being prevented, which results in a problem on a planetary scale. It will show the geomorphological drift and how humanity must adapt to it with a universal, transversal vision and with knowledge of the measurement of geological time. It is intended to show that the only way in which real progress will occur is by establishing drastic changes in the way we relate to the environment. These changes will have to do with championing the principles of sustainability, fraternal understanding of nature, rational use of resources and long-term vision, and the abandonment of theories of unlimited growth and unbridled consumption of raw materials and non-renewable energy sources. This progress must be based on the integral protection of the biosphere, the knowledge that we are part of it and not an alien actor and the conviction that we are the entity that speaks in the name of Earth.

Índice de contenido

Dedicatoria.....	i
Agradecimientos.....	iii
Resumen.....	xi
Abstract.....	xiii
Índice de contenido.....	xv
I- Introducción.....	1
I-1 Motivación y planteamiento.....	5
I-2- Ciencia, Paradigmas y Geografía.....	9
I-3- Marco Teórico y tipos de investigación en Geografía.....	13
I-4- Regionalización y Análisis de Paisajes.....	18
II- Encuadre territorial, Objetivos y Metodología.....	25
II-1- Localización, delimitación y caracterización fisiográfica.....	26
II-1-1- Localización y delimitación regional.....	28
II-1-2- Rasgos orográficos y estructurales.....	30

II-1-3- La hidrogeografía como eje vertebrador del territorio.....	37
II-1-4- Rasgos climáticos y del paisaje.....	42
II-2- Objetivos e hipótesis.....	47
II-3- Método y estrategia metodológica.....	50
II-3-1- Materiales y datos para el estudio.....	52
II-3-2- Etapas metodológicas para el análisis del paisaje.....	59
II-3-3- Estructura general de la Investigación y Memoria.....	60
II-3-4- Fase final y aportaciones.....	62
III- Análisis Geomorfológico.....	63
III-1- Encuadre Tectónico y Geológico.....	65
III-1-1- La Cordillera Andina: tectónica, vulcanismo y glaciario.....	79
III-1-1-1- La tectónica como elemento estructurador.....	82
III-1-1-2- El vulcanismo como elemento modelador y estructurador.....	85
III-1-1-3- Glaciario cuaternario en los Andes ecuatoriales.....	90
III-1-2- La cuenca oriente: evolución morfosedimentaria.....	92
III-1-2-1- La Cuenca Oriente y su relleno sedimentario.....	96
III-1-2-1-A- Las formaciones Precretácicas y Cretácicas.....	102
III-1-2-1-B- Las formaciones Paleógenas.....	103
III-1-2-1-C- Las formaciones Miocenas.....	104
III-1-2-1-D- Las formaciones del mio-plioceno.....	105
III-1-2-1-E- Las formaciones pleistocenas.....	106

III-1-2-2- La formación y evolución geológica de la Cuenca Oriente.....	107
III-1-2-2-A- Costa y ambiente Deltáico.....	108
III-1-2-2-B- El megahumedal Mioceno.....	109
III-1-2-2-C- Los megaconos aluviales y el ciclo de Irion.....	112
III-1-2-2-D- El establecimiento de la Cuenca Amazónica actual.....	123
III-1-2-2-E- El Dominio Morfoclimático Tropical-Húmedo.....	123
III-2- Materiales y Metodología.....	127
III-2-1- El reconocimiento de campo.....	127
III-2-2- La cartografía geomorfológica.....	127
III-2-3- Delimitación de unidades geomorfológicas.....	128
III-3- Resultados: Unidades Geomorfológicas.....	131
III-3-1- El relieve estructural.....	131
III-3-1-1- La Cordillera Oriental.....	131
Fig. 48: Cordillera Oriental.....	132
III-3-1-2- El Levantamiento Napo.....	134
III-3-1-3- La Cordillera del Cutucú.....	136
III-3-2- Edificios y laderas volcánicas.....	137
III-3-2-1- Estratovolcanes.....	137
III-3-2-2- Otros Edificios.....	143
III-3-3- La Depresión Interandina.....	143
III-3-3-1- Los Valles Interandinos.....	144

III-3-3-2- Los Paquetes Sedimentarios.....	145
III-3-4- La Región Fluvial.....	146
III-3-4-1- La Penillanura Amazónica.....	146
III-3-4-2- Las Mesas denudacionales y disectadas Amazónicas.....	147
III-3-4-3- El Frente de Erosión del Megacono del Pastaza.....	147
III-3-4-4- La superficie Mera-Upano.....	149
III-4- Discusión de los resultados.....	151
III-4-1- Aspecto, origen y evolución de las formas del relieve.....	152
III-4-2- Geomorfología Dinámica.....	153
III-4-3- Geomorfología Climática: un historial geológico y climático.....	154
III-4-4- Dinámica de vertientes.....	159
IV- Análisis Climático.....	161
IV-1- El Clima Actual.....	162
IV-1-1- Introducción: antecedentes y rasgos principales.....	162
IV-1-1-1- ENOS, El Niño y La Niña.....	166
IV-1-1-2- La Zona de Convergencia Intertropical.....	172
IV-1-1-3- Factores y Rasgos Accesorios.....	177
IV-1-1-3-A- Temperatura Superficial del Mar.....	177
IV-1-1-3-B- El Monzón de América del Sur.....	178
IV-1-1-3-C- La Zona de Convergencia de América del Sur.....	181
IV-1-1-3-D- Circulación atmosférica y teleconexiones: Walker y Hadley.....	182

IV-1-1-3-E- La Oscilación Decadal del Pacífico.....	183
IV-1-2- Materiales y metodología.....	184
IV-1-2-1- Fuente de los datos y tratamiento estadístico.....	184
<i>El Cálculo del Gradiente Térmico.....</i>	<i>190</i>
IV-1-2-2- La representación gráfica: climodiagramas.....	193
IV-1-2-2- La representación espacial: cartografía y métodos de interpolación	195
IV-1-3- Resultados.....	198
IV-1-3-1- Clasificación según Köppen.....	198
IV-1-3-1-A- Af Tropical Ecuatorial.....	198
IV-1-3-1-B- Cfb Templado-Oceánico o de Media Montaña Ecuatorial.....	201
IV-1-3-1-C- ET, Tundra o de Páramo.....	204
IV-1-3-1-D- EH, Glacial.....	206
IV-1-3-2- Las características y distribución de las precipitaciones.....	207
IV-1-3-3- Las características y distribución de las temperaturas.....	213
IV-1-3-4- Regionalización y tipología de climas actuales.....	215
IV-1-3-4-A- Clima de Alta Montaña Ecuatorial.....	216
IV-1-3-4-B- Clima de Montaña Ecuatorial.....	217
IV-1-3-4-C- Clima en el escalón andino.....	217
IV-1-3-4-D- Las formas del clima ecuatorial de llanura.....	218
IV-2- Las Tendencias Climáticas.....	223
IV-2-1- Tendencias climáticas cenozoicas y cuaternarias.....	223
IV-2-1-1- Clima Cuaternario en América del Sur.....	226

IV-2-1-2- El clima desde el Último Máximo Glacial	228
IV-2-1-2-A- El Dryas Reciente.....	233
IV-2-1-2-B- Interestadiales holocenos.....	235
IV-2-1-2-C- Ciclos Bond.....	236
IV-2-1-2-D- El Óptimo Cálido Medieval.....	239
<i>La Pequeña Edad de Hielo.....</i>	<i>239</i>
IV-2-1-2-E- La actual tendencia al calentamiento.....	241
IV-2-2- Análisis del las tendencias climáticas.....	244
IV-2-2-1- Metodología y Métodos de interpolación.....	245
IV-2-2-2- La tipología de climas en el Último Máximo Glacial: climogramas.....	248
IV-2-2-2-A- Cfb Templado de Media Montaña Ecuatorial.....	249
IV-2-2-2-B- Cfb/Af, clima transicional del UMG.....	250
IV-2-2-2-C- ET, Tundra o de Páramo.....	252
IV-2-2-2-D- EH, Glacial.....	254
IV-2-2-3- La representación espacial: cartografía.....	257
IV-2-2-3-A- Las características y distribución de las precipitaciones UMG.....	257
IV-2-2-3-B- Las características y distribución de las temperaturas UMG.....	259
IV-2-2-3-C- Regionalización climática en el Último Máximo Glacial.....	261
IV-3- Discusión de los Resultados.....	267
IV-3-1- Clima Actual Amazónico-Andino.....	268
IV-3-2- La precipitación orográfica sobre los Andes Orientales.....	270
IV-3-3- Circulación atmosférica restringida y específica.....	271

IV-3-4- La convección estacional.....	272
IV-3-5- Discusión sobre la Regionalización climática.....	273
V- Análisis Bioclimático.....	277
V-1- Bioclimatología Holocena.....	282
V-1-1- Los componentes hídricos y edáficos.....	283
V-1-2- Zoogeografía.....	286
V-1-3- Vegetación.....	292
V-1-3-1- Los páramos.....	294
V-1-3-2- Los ecosistemas acuáticos Andinos.....	296
V-1-3-3- Los Bosques de Montaña y los bosques nublados.....	298
V-1-3-4- Los bosques pluviales Amazónicos.....	301
V-1-4- Metodología del análisis bioclimatológico.....	303
V-1-4-1- Parámetros, índices bioclimáticos y clasificaciones bioclimáticas.....	304
V-1-4-2- Selección, justificación y explicación de índices bioclimáticos.....	305
V-1-4-2-A- Termicidad.....	310
V-1-4-2-B- Índices de Aridez: Martonne y Lang.....	312
V-1-4-2-C- Índices Ombrotérmicos.....	315
V-1-4-2-D- Precipitaciones: Estacionalidad, Concentración.....	319
V-1-4-3- Descripción de los Bioclimas.....	324
V-1-4-3-A- El Bosque Pluvial.....	324
V-1-4-3-B- Los bosques Nublados.....	325
V-1-4-3-C- El Páramo.....	326

V-2- Evolución Bioclimática.....	329
V-2-1- Bioclimatología Precuaternalia en América del Sur.....	330
V-2-1-1- Diacronía Bioclimática Continental.....	331
V-2-1-2- La Gran Transformación Pliocena.....	334
V-2-1-3- Biomas Precuaternalios Amazónicos.....	335
V-2-1-3-A- El Bosque Verde y la Amazonía reconocible.....	336
V-2-1-3-B- El Gran Humedal Mioceno.....	338
V-2-2- Bioclimatología Cuaternaria	339
V-2-2-1- Metodología.....	341
V-2-2-1-A- Parámetros e índices bioclimáticos UMG	341
V-2-2-1-B- Delimitación y cartografía de bioclimas en el UMG.....	342
V-2-2-2- Análisis de los índices bioclimáticos en el UMG.....	343
V-2-2-2-A- Termicidad.....	343
V-2-2-2-B- Índices de Aridez: Martonne y Lang.....	345
V-2-2-2-C- Índices Ombrotérmicos.....	348
V-2-2-2-D- Precipitaciones: Estacionalidad, Concentración ETR.....	352
.....	357
V-2-2-3- Los bioclimas durante el UMG.....	357
V-2-2-3-A- Los Bosques Pluviales.....	357
V-2-2-3-B- Los Bosques Nublados.....	359
V-2-2-3-C- El Páramo.....	359
V-2-2-3-D- Periglaciarismo y Glaciarismo.....	360

V-3- Discusión bioclimática.....	362
V-3-1- Cuaternario Andino	365
V-3-2- Cuaternario Amazónico.....	369
V-3-2-1- Críticas a la Teoría de los Refugios.....	371
V-3-2-2- El bosque nublado Amazónico.....	378
VI- El Paisaje y las modificaciones antrópicas.....	381
VI-1- Introducción.....	382
VI-2- La Actividad Humana y el Paisaje.....	387
VI-2-1- La Tendencia Natural del Paisaje.....	389
VI-2-2- Cronología de la actividad humana.....	392
VI-2-2-1- Actividad Antrópica precolonial.....	392
VI-2-2-2- La actividad antrópica colonial e industrial.....	400
VI-2-2-2-A- Actividad antrópica Colonial.....	401
VI-2-2-2-B- Actividad antrópica industrial.....	405
VI-3- Metodología, delimitación y descripción del paisaje.....	410
VI-3-1- Las Unidades Naturales del Paisaje UMG	412
<i>Bosque Pluvial Amazónico de Tierras Bajas.....</i>	<i>414</i>
<i>Bosque Tropical Fresco de Penillanura Amazónica.....</i>	<i>414</i>
<i>Bosque Tropical Fresco del Megacono del Pastaza.....</i>	<i>414</i>
<i>Bosque Tropical Fresco del Frente de Erosión.....</i>	<i>414</i>
<i>Bosque Tropical Fresco del Cutucú.....</i>	<i>415</i>

<i>Bosque Tropical Fresco de Mera y Upano.....</i>	<i>415</i>
<i>Bosque Tropical Fresco del Napo.....</i>	<i>415</i>
<i>Bosque Tropical Fresco de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>415</i>
<i>Bosque Nublado del Cutucú.....</i>	<i>416</i>
<i>Bosque Nublado del Napo.....</i>	<i>416</i>
<i>Bosque Nublado de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>416</i>
<i>Bosque Nublado de Interior.....</i>	<i>416</i>
<i>Páramo del Napo.....</i>	<i>416</i>
<i>Páramo y Altopáramo del Este de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>417</i>
<i>Páramo de Interior.....</i>	<i>417</i>
<i>Altopáramo del Napo.....</i>	<i>417</i>
<i>Altopáramo Seco de Interior.....</i>	<i>417</i>
<i>Volcánico del Napo.....</i>	<i>418</i>
<i>Volcánico glacial.....</i>	<i>418</i>
<i>Superpáramo de Interior.....</i>	<i>418</i>
<i>Superpáramo del Napo.....</i>	<i>418</i>
<i>Superpáramo Oriental.....</i>	<i>419</i>
<i>Glacial de Interior y Occidental.....</i>	<i>419</i>
<i>Glacial de la Cordillera Real.....</i>	<i>419</i>
VI-3-2- El Paisaje Actual.....	420
VI-3-2-1- Unidades Superiores de Paisajes Naturales.....	421
VI-3-2-1-A- Paisajes Amazónicos.....	423
<i>Selva Tropical Inundable.....</i>	<i>423</i>

<i>Bosque Pluvial Amazónico de Llanura.....</i>	<i>423</i>
<i>Bosque Pluvial Amazónico de Mesa Disectada.....</i>	<i>426</i>
<i>Bosque Pluvial Amazónico y Amazónico Andino del Frente de Erosión.....</i>	<i>426</i>
<i>Bosque Pluvial Amazónico Andino del Napo.....</i>	<i>426</i>
<i>Bosque Pluvial Amazónico Andino del Cutucú.....</i>	<i>427</i>
VI-3-2-1-B- Paisajes Periandinos.....	427
<i>Bosques Estacionales Húmedo y Nublado del Cutucú.....</i>	<i>428</i>
<i>Bosques Estacionales Húmedo y Nublado del Napo.....</i>	<i>428</i>
<i>Bosques Nublados y Húmedos de Mera-Upano.....</i>	<i>428</i>
<i>Bosque Estacional/Nublado de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>428</i>
VI-3-2-1-C- Paisajes Andinos.....	429
<i>Bosque Nublado de la Cordillera Oriental y Andino.....</i>	<i>429</i>
<i>Páramo de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>430</i>
<i>Altopáramo de la Cordillera Oriental.....</i>	<i>430</i>
<i>Depresión Interandina Altamente Antropizada.....</i>	<i>431</i>
<i>Páramo de la Depresión Interandina y Occidental.....</i>	<i>432</i>
<i>Edificios volcánicos del Napo.....</i>	<i>433</i>
<i>Edificios Volcánicos Andinos Orientales.....</i>	<i>433</i>
<i>Edificios Volcánicos Andinos Occidentales.....</i>	<i>433</i>
VI-3-2-2- Unidades singulares.....	434
<i>Macizo Abitagua.....</i>	<i>434</i>
<i>El Cañón del Pastaza.....</i>	<i>434</i>
<i>Deslizamientos y megadepósitos.....</i>	<i>435</i>

<i>Humedales Altoandinos</i>	435
VI-3-3- Diagnóstico y resultados.....	436
VI-3-3-1-Dinámicas naturales versus dinámicas antrópicas.....	445
VI-3-3-1-A- Impactos en la Geomorfología.....	446
VI-3-3-1-B- Impactos en la Bioclimatología.....	450
VI-3-3-2- Edafogénesis antrópica y Agroforestería en la Amazonía Occidental....	457
VI-3-3-3- Los riesgos de la actividad antrópica.....	466
VII- Diagnóstico General.....	477
VII-1- El dinamismo del relieve.....	478
VII-2- La modificación bioclimática antropogénica.....	483
VII-3- Las funciones biológicas de los bioclimas.....	486
VII-4- El futuro del Medio Ambiente.....	491
VII-5- Hacia una protección integral de la biosfera.....	493
Consideraciones finales.....	502
IX- Apéndices.....	505
Bibliografía.....	507
Glosario de Siglas.....	549
Carta Cronoestratigráfica.....	550
Índice de Figuras.....	551

I- Introducción

El estudio del paisaje y las modificaciones antrópicas en las cuencas altas amazónicas de la región andina- ecuatorial es un trabajo inédito, realizado sobre una base casi virgen en cuanto a estudios de esta clase. Durante muchos años este objeto de investigación ha permanecido en una especie de limbo en cuanto a la profundidad descriptiva y analítica del carácter del paisaje. En Ecuador, los estudios se han basado casi universalmente en la realización de topografías parciales, en estudios relacionados con la infraestructura vial o las caracterizaciones de los recursos que potencialmente se podrían explotar, siempre condicionados por la dureza de la climatología, un relieve accidentado y uno de los ambientes más agresivos e inclementes. El carácter inaccesible de la selva ecuatorial del occidente amazónico otorga a este territorio la impronta de frontera última, lo que ha dificultado enormemente la caracterización de sus paisajes. Entrado el SXXI los estudios se han afinado, estableciéndose cierta seriedad en los mismos, que no existía en la estructura investigativa del país hasta ahora. El oriente ecuatoriano ha sufrido un abandono a todos los niveles y sólo ha interesado por los intereses económicos que han encontrado en estas regiones recursos que pudieran ser explotados. Desde el establecimiento de las primeras misiones religiosas, las pautas extractivas han sido dominantes; primero, con el caucho y la madera; luego, con la actividad petrolera. Más allá de los trabajos destinados a la caracterización de los recursos potenciales y de la creación de una infraestructura (en la mayoría de las ocasiones, utópica, (Bayón, M. & Wilson, J. 2017)), el estudio geográfico ha sido bastante descuidado. Pueden verse estudios regionales, realizados por eruditos locales, que contienen y recopilan información geográfica, histórica, económica y social a partir de los cuales se han enraizado una multiplicidad de teorías que han calado en el sustrato intelectual. La ausencia de estudios críticos y científicos de carácter puramente geográfico, enmarcados en paradigmas actuales ha hecho que estas “historias de viajeros” sean consideradas, en la mayoría de las ocasiones, como los estudios del paisaje más acertados (Cabodevilla, M.A. 1996). Sin duda los elementos naturales y humanos del Oriente ecuatoriano permitirían la redacción de una regionalización en la que extenderse sin límites.

Este es un estudio geográfico, pero también un viaje en el tiempo geológico e histórico, así como de los contrastes paisajísticos y la grandiosidad de los mismos. Mientras se caracterizan los imponentes nevados andinos y las cuencas hacia las que desaguan, puede observarse el alzamiento de la gran cordillera Andina, su desarrollo y las extensas formaciones volcánicas que la coronan. Se pueden imaginar las cataclísmicas explosiones de algunos de estos volcanes. Puede imaginarse cómo durante el Pleistoceno los glaciares y sus derrubios y los depósitos vulcanísticos, asociados a las precipitaciones, generaron todo un sistema de cuencas que iban erosionando las paredes Andinas orientales mientras a modo de *bulldozer*, abrían los valles y los depósitos rellenaban la llanura de los ríos tributarios del Amazonas. Puede entenderse cómo los cambios en la circulación general atmosférica que se produjeron desde el cierre del istmo de Panamá y el ascenso de la cordillera, dieron lugar a un paisaje selvático en la llanura, con singularidades geomorfológicas que lo hacen único. Las peculiaridades socioeconómicas e históricas de esta región del Mundo son muchas y variadas. Algunas ciudades modernas se asientan en el valle de los volcanes, con poca conexión con la ruralidad extrema que se puede encontrar en el oriente ecuatoriano; donde el ser humano aún puede encontrarse ajeno no ya del SXXI, sino incluso del SXV y las fronteras se pierden en una selva sin solución de continuidad. Cuando nuestros pasos nos llevan hacia el oriente, todo se difumina: la historia, las carreteras, las nacionalidades; finalmente, entre brumas, el paisaje mismo se oculta a la vista. Llega un momento en el que internarse más al Este supone traspasar el espejo. Es la última frontera, aquella que podía imaginarse en las novelas de Joseph Conrad y que pocos en el mundo “civilizado” podrían creer que siga existiendo. Un mundo donde los volcanes siguen activos, los glaciares son un elemento habitual en el paisaje, y el sol, las lluvias, la fauna y la flora son inclementes como si se tratara de un planeta alienígena; donde es habitual descender 4.000 metros en una hora a través de cañones labrados en basalto para llegar a una planicie aluvial selvática de miles de kilómetros. Desde donde las etnias, la sociedad y las nacionalidades indígenas nos hablan de los criollos, el Incanato y las ciudades planificadas, hasta donde los colonos kichwas y runas se asientan sobre territorios de grupos humanos no contactados ni conocidos. Estas sociedades ocupan los valles, en conflicto y simbiosis con el neoliberalismo extractivista, la naturaleza *virgen*, las intenciones gubernamentales, los intereses personales y los modos de vida tradicionales.

Intentaremos mantenernos fuera del espejo de la irrealidad para hacer una investigación seria acerca del paisaje y la geomorfología, y la impronta que el ser humano ha podido dejar y deja en estas regiones. Empezaremos hablando de cómo el clima ha ido variando en sinergia con la estructura del propio continente, a través de las eras geológicas más cercanas. Hablaremos del cierre del istmo de Panamá, del ascenso de los Andes, de la transformación de las corrientes Oceánicas y del impacto que todo ello tuvo en el sistema climático establecido en el Pleistoceno. Realizaremos una caracterización bioclimática y geomorfológica técnica que vaya de lo general a lo particular. A través de ella podremos presentar el paisaje y asociarlo a las actividades humanas, y cómo las mismas han modificado el devenir natural de la región. Veremos cómo las capacidades morfogenéticas del clima luchan con los equilibrios isostáticos y la estructuración resultante modifica no sólo el paisaje, sino también la potencia de la morfogénesis. Lo que es más importante, intentaremos ver más allá, para entender cómo podría ser el devenir bioclimático y cuál es el papel que las modificaciones antrópicas podrían tener en el futuro de la región.

La problemática de la geografía como estudio de La Tierra y sus relaciones con el ser humano es mucha y variada. Aún basándonos sólo en esta complejidad paradigmática, el volumen del corpus metodológico se tornaría desalentador. No obstante, la geografía resulta ser una ciencia compleja, multiescalar, y la ciencia transversal por antonomasia. Su vinculación a la Historia es muy intensa, ya que su multidimensionalidad tiene un carácter específico: el tiempo no es sino una dimensión añadida al espacio, que resulta el objeto de estudio. En el caso de una región amplia, semidesconocida y con límites difusos, como es el caso de las cuencas altas amazónicas ecuatoriales, la geografía proporciona el mejor enfoque y las mejores herramientas para su investigación. Las caracterizaciones de este tipo de regiones eran cosa del pasado, realizadas con los medios y formulaciones científicas de las que se disponía hace más de un siglo. En la actualidad existen muy pocas oportunidades de hacer estudios regionales con métodos y técnicas actuales sobre territorios tan desconocidos. Tomar un enfoque geográfico actual, territorial y regional justifica por sí solo este tipo de estudios, al ser pioneros en el estudio integral y transversal de esta última frontera del Mundo.

Los geógrafos podemos estar cómodos con nuestra ciencia. La Región, como esencial objeto

de estudio, va más allá de los estudios regionalistas y se ha tornado de una importancia que supera incluso al propio nombre de la Geografía. En el caso que nos ocupa, se tuvieron muchísimas consideraciones para fijar el área de estudio, entendiendo ésta como Región con características propias. También se recogieron muchos consejos y experiencias que definieran temporalmente el área, como cuarta dimensión que acotaría los márgenes de esta Región. Asimismo, el ensamblado epistemológico que permea la obra fue diseñado y rediseñado y es uno de los elementos a los que más tiempo se dedicó -aunque no sea el que más ocupa físicamente-. La presente investigación contiene una amplia bibliografía, apoyada en 5 campañas de trabajo de campo de varios meses de duración; un estudio geomorfológico, una caracterización climática con una importante sección bioclimatológica basada en datos procesados desde cero y con carácter inédito; una digresión acerca de la impronta humana sobre el paisaje pasado, presente y futuro; y una parte final de resultados que relaciona todos los anteriores elementos sugiriendo algunas respuestas a las hipótesis planteadas y cierra la memoria con algunas preguntas y consideraciones generales.

Leer, investigar y escribir; maquetar, releer, rehacer, editar... el proceso para que una obra como la presente sea lo que uno imaginó que sería cuando empezó, y conseguir que su lectura pueda resultar amena, científica, cabal y rigurosa es un camino doloroso, largo y sembrado de dificultades. Espero sin embargo que pueda resultar útil a quienquiera que se interese en ella y cumpla el objetivo primero que se propone todo aquel que escribe algo y lo guarda en un libro: producir la magia del grimorio, plasmar su conocimiento en papel y que otros, en el futuro, puedan leer sus pensamientos.

Juan Morán Sáez, 2018

Puerto Francisco de Orellana, llamado El Coca.

I-1 Motivación y planteamiento

La principal motivación de cualquier investigación cuyo objeto de estudio es el Paisaje es la indagación en la relación entre la Sociedad y la Naturaleza (el medio ambiente) y su evolución. La Geografía tiene una visión integradora que parece hecha a medida para entender las relaciones entre los procesos físicos, las prácticas sociales y los problemas medioambientales. El Occidente Amazónico y los Andes ecuatoriales proponen un marco físico y biológico incomparable para el estudio de estas relaciones.

Uno de los problemas que afectan a nuestra sociedad mundial es la cuestión ambiental, con el cambio climático como eje de la problemática. Existe mucha confusión en torno al cambio climático antropogénico y controversias sobre cuáles son los efectos del ser humano sobre la naturaleza. Desentrañar la complejidad de la cuestión ambiental puede hacerse mediante la perspectiva transdisciplinar de la Geografía y su visión transversal (Santos, M. 1996). Aunque el cambio climático antropogénico es el tema de moda, esta problemática tiene un arco mucho más desarrollado en temas específicos: la contaminación, el aumento de la población, la urbanización, el monocultivo, la industrialización, los combustibles fósiles y la deforestación, por nombrar unos pocos, que han sido descritos también por otras disciplinas medioambientales. La respuesta de los distintos enfoques geográficos a la cuestión ambiental ha sido variada. Por ejemplo, Milton Santos basa el análisis histórico de la cuestión ambiental en tres premisas y en tres períodos (Santos, M. 1996, 1997); en relación al significado de la técnica y de la sociedad, la modificación de las relaciones humanas con la naturaleza y a la transformación de nuestro entorno. Desde su consolidación científica en el S.XIX, la Geografía ha investigado las relaciones de la sociedad con la naturaleza, por lo que el estudio del Paisaje de una región poco trabajada a este respecto y con grandes retos por delante (tamaño, complejidad, inaccesibilidad, etc.), (Ormaetxea Arenaza, O. 1997) nos parece la mejor manera de descubrir estas relaciones. Tanto los Andes Tropicales como la Amazonía son muy vulnerables a los cambios ambientales bruscos, en parte debido a la acción antrópica sobre los bioclimas y sus potencialidades vegetales. Sus comunidades biológicas sufren un enorme estrés y los vínculos entre clima y fitosociología son casi desconocidos.

Nuestro área de estudio ha sido explorada desde el SXVI. Gaspar de Carvajal (de Carvajal, G. 1542), Bartolomé de las Casas, (de las Casas, B. 1542) o Alexander von Humboldt (von Humboldt, A. 1851), son algunos de los más conocidos autores, pero también Teodoro Wolf (Wolf, T. 1892), Isaías Bowman (Bowman, I. 1914) o Juan Brüggen (Brüggen, J. 1928) forman parte del análisis más primigenio. Desafortunadamente, la historia precolombina del Ecuador continental sólo puede ser estudiada por medio de la arqueología y los estudios siempre fueron realizados con un etnocentrismo y un punto de vista academicista. Las caracterizaciones bioclimatológicas y geomorfológicas/geológicas aún tuvieron que esperar al S.XX, al principio como prospecciones petrolíferas y mineras que eran las únicas excepciones. Los únicos estudios que se habían realizado en este ámbito hasta los años 1980 habían sido dirigidos a la explotación del territorio (el caucho, el petróleo) o la aculturación y el proselitismo religioso (las misiones) (Cabodevilla, M. A. 1996). Las regiones amazónicas no han sido tomadas en cuenta por la actividad científica hasta el último cuarto del S.XX. La mayoría de edad de la vulcanología comienza también en esas fechas y así puede observarse también en Ecuador (Hall, M. L. 1977). En los últimos 10 años se han establecido importantes vínculos con el Oriente ecuatoriano y están surgiendo entidades y científicos locales cuya importancia empieza a despuntar, no sólo en la Geología del territorio, sino también en Biogeografía, Geomorfología y (sobre todo) en Antropología. La conservación paisajística puede que tenga un enfoque antiguo y no es integral. Aunque hoy se hace bastante investigación, no deja de ser muy poca en relación a la importancia que tienen estos paisajes. En la actualidad ya no se pueden hacer geografías tropicales coloniales, ya que la evolución del pensamiento geográfico posterior a la 2ª Guerra Mundial ha sido tan amplio que aquellas nos resultan en experimentos inocentes (Power, M. & Sidaway, J. D. 2004).

El Oriente ecuatoriano es lamentablemente desconocido por los propios ecuatorianos. Más allá de las fronteras selváticas, no existe un gran interés en conocer esta parte del país. Lastimosamente, la selva sólo se ve como un ente hostil que debe ser domeñado para la extracción de los recursos. Incluso la existencia de un paraíso botánico y paisajístico como el Yasuní es ponderada en tanto en cuanto no molesta para la extracción o bien puede ser utilizada para beneficio económico. Las fronteras orientales del país han sido transformadas también por la guerra, pero los cauces del Curaray, Cononaco, Nashiño y Yasuní no han

entendido la corología política. Este paisaje cuenta con un elemento fronterizo extremadamente difuso que merece la pena destacar y que determina el foco y la granularidad en las delimitaciones paisajísticas. Más allá de las explotaciones petrolíferas, no existen vías al Oriente. El medio de comunicación con Iquitos, a dos semanas de distancia, es el río Napo. La carretera de Quito llegó en 1973 a Puerto de Francisco de Orellana (la ciudad más oriental) y no era sino una vía de tierra. La fundación de esta ciudad data de 1958 y los problemas con los indígenas no contactados en las poblaciones cercanas continúan hoy en día. El país ha llevado hasta aquí los límites de la industria en menos de 50 años. En poco tiempo no quedará mucho de esto, por lo que nos resulta obligatorio y perentorio hacer la crónica geográfica de la frontera. El hecho de que la región a estudiar tenga una herencia histórica tan marcada, con tan abundantes referentes -los incas, el virreinato del Perú, el Chimborazo, los descubrimientos, Francisco de Orellana y los Pizarro, la Gran Colombia, la Amazonía, las nacionalidades indígenas, etc.- supone un extra en la motivación investigativa. Aunque sólo sea una intención prosaica, intentamos diferenciarnos de otro tipo de estudios regionales para creernos diminutos herederos de los exploradores y descubridores que hollaron estas tierras, las cuales por otra parte han sido ampliamente olvidadas desde entonces.

Existen cuantiosos diseños en la concepción de la geografía para el estudio de amplias y/o remotas regiones. Estas formas pueden considerarse neutrales en sus primeros planteamientos, pero las consideraciones relativas al punto de vista del observador fueron exploradas en el postmodernismo. En nuestro caso el sujeto de estudio es el como armazón, fuente e idioma con el que construir el territorio, pero este a su vez es modificado por el ser humano; y son estas relaciones las que la geografía trata de estudiar, dando como resultado el estudio de los paisajes. La militancia que el geógrafo evidencia cuando habla de su ciencia como el tomo integrador y transversal parece en contra de la atomización y superespecialización actual. La Geografía se considera la ciencia del paisaje en la cual la escala establece los límites y nuestro posicionamiento teórico y paradigmático establece el punto de vista. La multiplicidad de puntos de vista, el uso de la herramienta más adecuada para cada trabajo concreto, el activismo humanista y militante, así como la comprensión del elemento social en su territorio da como resultado una Geografía útil para las personas y la gestión del paisaje, sus recursos y la ordenación territorial (Mata Olmo, R. 2004).

La aproximación al estudio de las regiones amplias e inaccesibles de un Mundo que se descubría nuevo reprodujo en el SXIX una geografía regionalista y novelada, con los impedimentos metodológicos y técnicos de aquella época. Las geografías tropicales y coloniales del SXIX y XX suministraban información, pero resultaban parciales y poco científicas con el prisma actual. Estas regionalizaciones, muchas veces “cuentos de viajeros” fueron desapareciendo con la llegada del positivismo y los procedimientos modernos. Aunque en el Primer Mundo las técnicas modernas han permitido la realización de regionalizaciones transversales, integradoras y actualizadas para la ordenación territorial, en las regiones más apartadas esto no ha sido así. Las áreas más amplias, inaccesibles y alejadas de los países pobres que no habían sido descritos para la segunda mitad del SXX no fueron examinados en profundidad hasta que los devenires económicos pusieron su foco en ellas. El caso de las cuencas altas amazónicas ecuatoriales es paradigmático. No existe un estudio integral del paisaje, y las formulaciones que se han hecho son parciales, basadas en contextos geomorfológicos-fluviales, bioclimáticos técnicos, puramente geológicos o economicistas, con profusión de los estudios parciales y localistas, en especial en las versiones aportadas por la antropología y biología. Las relaciones entre Selva Amazónica y Cordillera Andina apenas se han considerado, a pesar de establecerse entre ellas un inextricable vínculo evolutivo y paisajístico. La Geografía es en la actualidad la disciplina más útil para la exploración de este tipo de territorios, al permitir descomponer el paisaje en las unidades de análisis espaciales. La descomposición puede ser territorial, fragmentando el territorio en unidades naturales, pero también metodológica, descomponiendo por partes el conjunto en sus formas del relieve, evolución, geología, vegetación y componente humano. Esta compartimentación del Territorio es conocida como Análisis del Paisaje y resulta especialmente adecuado para realizar el tipo de estudio transversal e integrador que nos proponemos.

I-2- Ciencia, Paradigmas y Geografía

Desde un punto de vista intrascendente, se puede decir que las distintas vertientes geográficas son modas, que en función de las formas de expresión se convierten en discursos y narraciones, puntos de vista. La subjetividad, por tanto, explica que estas geografías sean representaciones de la realidad (Capel, H. y Urtega, L. 1992). Sus modelos canónicos sistematizan y ordenan la ciencia Geográfica y permiten elegir el punto de vista en función de nuestra ideología, o establecer las formas de trabajar en una ciencia profesional. La Geografía pretende fundamentalmente resolver parte de los problemas de la vida cotidiana y explorar el mundo con la finalidad de entenderlo. Esta es una ciencia que observa los hechos naturales y/o sociales para generar hipótesis que permitan explicar y predecir estos hechos. La ciencia geográfica ha asimilado también la clasificación de los resultados en forma cualitativa y cuantitativa, y en el SXX la estadística fue asumida con fervor por el positivismo. A pesar de la imposibilidad de manejar procesos sociales y naturales infinitamente complejos e interrelacionados como si fueran ecuaciones aisladas, siempre se ha tratado de construir hipótesis que verificaran los datos y las conjeturas, procurando aproximaciones a la realidad e intentando predecir los resultados. Del geógrafo, como investigador científico, se espera que se guíe por el método científico siguiendo la secuencia clásica. El método científico es la herramienta y el proceso que permite a la civilización aumentar sus conocimientos del cosmos de la forma más cercana a la realidad. En toda discusión existen desacuerdos, que pueden conocerse como controversias de método o posturas filosóficas, en el sentido de encontrar las raíces del conocimiento. Una de los problemas más frecuentes en este sentido es descubrir si las ciencias sociales pueden ser estudiadas según las leyes que rigen el mundo natural. Incluso para las ciencias naturales, los sistemas pueden ser tan complejos que tiendan al caos y no exista por tanto un medio para establecer leyes fiables.

Los sistemas dinámicos y sensibles a las variaciones, tales como la tectónica, el vulcanismo o los procesos geomorfológicos que contemplan el clima como principal agente morfogenético son ejemplos de sistemas en ciencias naturales que no permiten la predicción, sino tan sólo la estimación de su tendencia y las probabilidades de los eventos asociados. Aunque estos problemas se encuentran mucho más acusados en las ciencias sociales, donde un solo

individuo puede producir una variación en todo el sistema, nos encontramos el caos en las ciencias naturales. Cualquier controversia entre resultados debería referirse al problema, los datos o los métodos, independientemente de posiciones éticas, filosóficas o ideológicas, para recoger y actualizar los resultados aceptables y aceptados. Los paradigmas funcionan de este modo como idioma con el cual se entienden los científicos cuando hablan de un tema. Es importante establecer nuestro marco paradigmático ya que es el idioma con el cual expresaremos las ideas. Nuestro área de estudio añade un factor importante, y es que apenas existe información de forma integrada como estudio del paisaje en el cual apoyarnos. La mayor parte de las descripciones que pueden encontrarse son parciales, en el mejor de los casos y generalidades o especulaciones, en el peor.

El devenir histórico de la ciencia provoca la generación de paradigmas, conjuntos de prácticas y saberes que definen una disciplina científica en un momento o período determinado. Los paradigmas son elementos vivos; emergentes en sus primeras etapas, son aceptados o discutidos hasta que se hacen dominantes -aceptados por la mayoría de la comunidad científica- o superados, en decadencia o desaparecidos en otro caso. El concepto de paradigma fue definido por Thomas S. Kuhn, quien estableció su escalabilidad, transversalidad y carácter estructurador de la ciencia. A lo largo del último siglo ninguno de los paradigmas geográficos ha resultado en una revolución que moviera los cimientos de la ciencia geográfica. Como resultado de la relatividad y complejidad del conocimiento geográfico, se ha propuesto un planteamiento pluralista postkuhniano (más allá del paradigma) (Sotelo Navalpotro, J.A. 2002). Si apartamos las concepciones erróneas acerca de lo que es paradigmático y nos referimos únicamente a los distintos caminos en los que se avanza y comunica nuestra ciencia, observamos que los paradigmas han sido utilizados según estaba el geógrafo inserto en la corriente filosófica y política del lugar en el que se encontraba (Buttimer, A. & Seamon, D. 1980).

Históricamente los conocimientos científicos están ordenados y su veracidad es comprobada por la comunidad científica. El ideal científico es el conocimiento total, pero esto es lo contrario a lo que se consigue: aunque la ciencia trata de dar respuesta, lo habitual es que a una pregunta respondida satisfactoriamente le acompañen nuevas preguntas que hacen que el

proceso científico sea un fin en si mismo. La ciencia es además falible; en muchas ocasiones una teoría científica es superada y refutada por otra, o mejorada cuando los métodos y técnicas son más precisos o cambia el paradigma dominante. Los distintos métodos científicos sustentados en los paradigmas y axiomas inmutables son la base sobre la que se sustentan los estudios y los conocimientos humanos y la herramienta con la cual el geógrafo es capaz de hacer avanzar su ciencia. En un trabajo como el que nos ocupa la teoría resultado de la investigación deberá validar o no las hipótesis enunciadas.

Ciertos profesionales ajenos a la Geografía han aprovechado las herramientas neopositivistas, como los Sistemas de Información Geográfica (SIG), para hacer su propia ciencia. La carencia de formación geográfica integral de muchos de los estudios realizados en Ecuador, y en especial en el Oriente, evidencian la necesidad de reivindicar estas herramientas desde el entorno práctico para el que fueron diseñadas: la Geografía. El uso indiscriminado por parte de no geógrafos ha supuesto que los SIG se conviertan en una suerte de formulación mágica con la que se pretende dar respuesta a todo. Aunque los SIG han supuesto un gran avance desde los años 90 debido a su capacidad de examinar datos en poco tiempo, en modo alguno se puede pensar que una herramienta pueda convertirse en el *leit motiv* de las investigaciones. Del mismo modo que a la Geografía de la Percepción le faltaba el elemento sustentador que le diera un sentido epistemológico (Vara Muñoz, J.L. 2010), una herramienta como tal carece de la capacidad de tenerlo. En el transcurso de esta investigación el uso de la herramienta SIG y las imágenes de satélite han sido utilizadas con profusión, en especial debido a que el acceso a muchas de las áreas de estudio era imposible por su absoluta inaccesibilidad o por la enorme extensión de estos territorios.

En todo caso el geógrafo es capaz de escoger de cada paradigma geográfico aquellos elementos más adecuados para responder de la mejor manera cada pregunta, y del mismo modo con las herramientas más adecuadas para obtener estas respuestas. Las herramientas y los métodos utilizados variarán, pero se enmarcarán siempre en el moderno Análisis de Paisajes.

El esfuerzo por parte de los geógrafos por objetivar y explicar el territorio en términos científicos ha llevado a despojarlo progresivamente de sus connotaciones culturales y a centrar el interés en la definición de las estructuras o sistemas naturales que subyacen a la

configuración visual “*reduciendo el peso atribuido al orden natural del paisaje en la interpretación y valoración de los territorios*” (Muñoz Jiménez, J. 2003). Estos valores culturales perdidos son parte de la integralidad del paisaje como percepción humana del territorio (Martínez de Pisón, E. 2014, 2016) consustancial al punto de vista humano. La integralidad del paisaje ofrecida por el estudio del territorio, se refleja en el estado del mismo y el lugar que ocupa cada uno de los componentes ambientales, sus relaciones y el peso de la intervención de cada uno en los procesos que son claves para el funcionamiento del territorio (García Romero, A. & Muñoz Jiménez, J. 2002). El ser humano es espectador, actor y objeto de estudio como parte del paisaje. En pocos lugares del mundo como el que nos ocupa existe una diversidad humana tan grande en tan corto espacio, y la diferenciación entre espectadores, actores y objetos de estudio es evidente y notoria en los pueblos que nos encontraremos.

I-3- Marco Teórico y tipos de investigación en Geografía

La nueva Geografía de Schaefer estableció en 1953 la mayor parte de los problemas epistemológicos que las más destacadas figuras de la "nueva Geografía" desarrollaron posteriormente (Schaefer, F.K. 1953). El propósito de Schaefer era poner de relieve que la Geografía es una ciencia como las demás y que debía adoptar cuanto antes métodos verdaderamente científicos y originales (Capel, H. 1980). La descripción del territorio puede que sea la forma más antigua e intuitiva de la Geografía. La descripción primaria de los lugares fue complicándose con el tiempo y la Geografía Regional acomodó a la clasificación de los elementos en una estructura adaptada de otras ciencias: inventarios, descripciones y cartografías. Poco a poco se fue orientando al descubrimiento de regularidades en los elementos físicos como humanos, para terminar encontrando espacios homogéneos como primeras aproximaciones al paisaje.

Desde mediados de la segunda mitad del SXX, el cuantitativismo ha caminado en la línea que expresó Bennet en 1982 (citado en (Estébanez, J. 1983)). Es esencial que la reformulación de enfoques cuantitativos y analíticos se produzca dentro del contexto de problemas específicos importantes, en lugar de presentar técnicas en sí, como era el caso en la década de los años sesenta y en la línea en la que *Progress in Human Geography* ha analizado desde 1977. Se hace evidente que la objetividad absoluta no existe y que aunque la estadística y las herramientas asociadas a los lenguajes topológicos son un avance en la cantidad de los datos que pudieran observarse, las preguntas tenían un componente humano y subjetivo inherentemente falible (Estébanez, J. 1983) de acuerdo a las dicotomías propias de las Ciencias Sociales (Santarelli, S. y Campos, M. 2002). Los geógrafos más positivistas utilizan las técnicas cualitativas relacionadas con la descripción y el análisis del paisaje.

En ocasiones, la delimitación y descripción puede establecerse en base a parámetros humanos: el territorio de una determinada tribu, nación o sociedad. Pero también hay delimitaciones regionales y paisajísticas: las llanuras, las islas, las montañas, los lagos, etc. Cada sociedad ha tenido la capacidad de ejercer un conocimiento práctico a través del cual representar el territorio. Estas representaciones se han transformado en ordenamientos y controles sobre el

territorio, en una práctica territorial que les permitía dominar el entorno (Santos, M. 1997). Las extensiones que no eran colonizadas, como es el caso de las agrestes selvas amazónicas de Ecuador, eran susceptibles de ser usurpadas por otras potencias, como de hecho ha ocurrido en varias ocasiones en Suramérica. La descripción, reimaginación, medición y colonización del Oriente ecuatoriano ha sido un sueño para distintos gobernantes, pero las inversiones en infraestructuras siempre resultaron demasiado caras. La apertura de carreteras y aeropuertos en las cercanías de los poblados comparte importancia con los ubicuos ríos, que sirven de vías de comunicación y de auténticas arterias por las que circulan personas y bienes. El manejo del territorio es fundamental en la protección del grupo y el control de otros territorios. El Oriente ecuatoriano ha sido tradicionalmente controlado (observado, medido, descrito y ocupado) por empresas extractivistas y colonos agrícolas; primero por los caucheros; luego por los petroleros. El estado hizo dejación de funciones, pero es que incluso el sector académico no se interesó demasiado por un área que se suponía un desierto demográfico, extremadamente peligroso y cuyas características fisiográficas lo hacían muy poco productivo. Fuera de los circuitos capitalistas, sólo algunos religiosos intentaron acercamientos antropológicos. Como es ya tradición, los estudios fueron parciales y superficiales. El Análisis Integral del Paisaje, -especialmente el sistémico- por parte de los geógrafos podría paliar parte de esta problemática.

La sociedad actual tiene poco conocimiento de la Geografía. La imagen pública de la Geografía no es la de una ciencia principal. Sólo en algunos ámbitos anglosajones, y en menor medida alemanes y franceses, es considerada más allá de la pura descripción. La Geografía tiene más importancia en América como ciencia para la sociedad, y está mejor considerada que en otros ámbitos, conociéndose su carácter multidisciplinar y transversal. En la esfera política, los geógrafos han tenido una función muy poco influyente, así como en los medios de comunicación: da lugar a que se pida la opinión de economistas para asuntos económicos, biólogos para temas biológicos o botánicos para temas forestales, pero no se haga lo mismo cuando los temas a tratar sean temas territoriales (Unwin, T. 1992).

Para muchos geógrafos modernos, como Harvey, la historia de la Geografía es la historia del concepto de espacio y su relación con el ser humano. Esa relación se explicó en el S.XIX como determinante en la actitud de las personas. La tendencia fue asumir teorías

evolucionistas, con un componente positivista e historicista. Este componente tiene una fuerte tendencia al uso de un sólo método conforme con cualquier ciencia que quiera ponerse ese nombre, lo que choca con la vertiente historicista, que asume que el ser humano tiene un comportamiento que no admite leyes de carácter general.

Como otras ciencias, la Geografía moderna puede datar sus inicios en el SXIX. El afán racionalista que supuso la época postrevolucionaria, estableció que muchas ciencias encontraran su asiento y se tuviera conciencia clara de su posición y separación de otros componentes. En el caso de la Geografía, Humboldt y Ritter asentaron las bases en compañía de otros, seguidores o detractores de sus investigaciones.

Alexander von Humboldt (1769-1859) fue uno de los mejores naturalistas de su época, con una visión exploratoria. Sus viajes alrededor del mundo supusieron una revolución en la observación naturalista, realizando análisis en los temas más variados: etnografía, antropología, física, zoología, climatología, oceanografía, astronomía, geografía, geología, mineralogía, botánica, vulcanología y humanismo. Su contribución, proveniente de la botánica, es traspasar el método de las ciencias a la Geografía, dotándola de un interés que prevaleciera mucho más allá del paisaje o la enumeración. En sus 4 volúmenes de "Cosmos" (von Humboldt, A. 1851) relacionó desde 1839 todos los aspectos del clima, la vegetación y los fenómenos atmosféricos y terrestres, con un foco especial puesto en Suramérica, Los Andes y la Amazonía, y se le considera el precursor de la Geografía Global e Integrada, por fin explicativa. Carl Ritter (1779-1859) mantuvo los fenómenos físicos en un segundo plano, estableciendo al hombre y su sociedad como elemento de estudio en un espacio determinado. El desarrollo de cada sociedad se veía constreñido o alentado por el medio físico en el que se encontraba y cómo se había enfrentado en el pasado a similares eventualidades. Ritter destila eurocentrismo y determinismo. Su coincidencia en el tiempo, provocó una revalorización de las ciencias y las temáticas que tocaron.

Desde los años 1870 proliferaron las sociedades geográficas que lanzaron expediciones a lugares aún por explorar, prepararon boletines y publicaron memorias que imitaban a Humboldt y Ritter. Aunque algunos aventureros llegaron a Suramérica, la selva amazónica ecuatorial siguió resistiéndose al descubrimiento fuera de las vías de comunicación proporcionadas por los ríos.

El posibilismo francés construye la Geografía dominante en el S.XX. Buscaba una proyección de la Geografía en las colonias y produjo gran cantidad de monografías regionales basadas en descripciones enciclopédicas de paisajes y géneros de vida alrededor de la idea de Región como espacio homogéneo que se constituía con la suma de los elementos físicos y humanos. Este nuevo furor regionalista produjo gran cantidad de monografías, con puntos de vista no coincidentes pero sí con enfoques similares. A partir de los 50 la eficacia del método Neopositivista desestabiliza el orden creado por la Región y pretende un conocimiento total basado en las herramientas estadísticas que comenzaron a prevalecer con la revolución digital. El cuantitativismo tuvo una enorme importancia en el ámbito anglosajón, y la Geografía se vio fuertemente imbuida de esta tendencia matemático-lógica. Sin embargo, como veremos en nuestro área de estudio, la acumulación de datos no constituye *per se* un análisis. En Ecuador, la mayoría de los estudios se han centrado en la creación de bases de datos relacionales con muy poco interés o capacidad para el análisis integrado.

Las nuevas vías que mostró el Excepcionalismo tenían un fuerte componente integrador y social: la Geografía Radical, una Geografía fenomenológica, la Geografía de la Percepción, etc. En la actualidad existe una serie de formas de conocer la Geografía que van de lo esotérico a lo simplemente subjetivo. Confrontadas con ellas existe un grupo de modelos neopositivistas con los Sistemas de Información Geográfica como el nuevo mesías del cuantitativismo. Estos péndulos epistemológicos (Cuadra, D. E. 2014), (Buzai, G.1999) han sido estudiados por su interés por estas mismas metodologías. En la actualidad algunas de estas vertientes están siendo utilizadas en el Oriente ecuatoriano, como es el caso de los mapas mentales dirigidos a los indígenas. Sin embargo, en ausencia de un corpus de investigaciones que hubieran seguido el recorrido epistemológico que estamos refiriendo, suelen quedarse en resultados muy superficiales y sin influencia en la toma de decisiones.

Las geografías posmoderna y humanista eran herederas del Debate de la Relevancia, pero no llegaron a tener influencia directa en la búsqueda de soluciones para los problemas del Tercer Mundo. La inclusión de la Región, como el objeto de estudio que se había olvidado en las nuevas geografías, y la ayuda de las Herramientas del SXXI (SIG avanzado y popular, Google Earth) han hecho de la Geografía un elemento fundamental para entender las Regiones, los

Paisajes y el mundo actual. Los territorios inaccesibles, cubiertas de densa vegetación y sin infraestructuras que permitan su descripción siguen estando, sin embargo, alejadas de la práctica geográfica.

A principios de los 90 los geógrafos descubrieron que la Geografía se había convertido en un conjunto inconexo de técnicas y especialidades sin nada en común más que los propios geógrafos (Dear, M. 1988).

Las herramientas neopositivistas, la estadística y los Sistemas de Información Geográfica nos sirven para acortar terreno, resultan en atajos, en telescopios y microscopios, pero no pueden convertirse en el objeto de estudio. Es de rigor obtener de cada escuela los objetos, referentes y herramientas necesarias. Las regionalizaciones vidalianas que aún se realizan en Ecuador pueden estar vigentes si para cada afirmación que proponen existe un sustrato metodológico válido. No importa que la herramienta no concuerde con el método siempre y cuando el resultado sea válido. La Geografía es lo que hacen los geógrafos y sus herramientas se vinculan a las ciencias sociales y a las humanas.

Las innovaciones de los planteamientos geográficos no calaron en latinoamérica, que salvo excepciones se mantuvo con el pensamiento regionalista y descriptivo propio del SXIX. El estudio de Suramérica puede considerarse a cargo de autores extranjeros, en gran medida debido a la inestabilidad política dentro del continente. Resulta apasionante dirigirse a un territorio casi virgen en cuanto a estudios integrados y sistémicos del Paisaje, en especial cuando el área de estudio es poco conocida y de tan gran interés para la ciencia.

I-4- Regionalización y Análisis de Paisajes

El objeto de estudio de la Geografía es la Región; la visualización de la Región es el Paisaje; el Paisaje es la forma que adquiere la Región en tanto los elementos bióticos, abióticos y la actividad humana se unen, transforman e interaccionan con sus tendencias y con otros elementos físicos a través del tiempo. Debido a que el instrumento definitorio de nuestra área de estudio es la Región, y que el Paisaje será abordado desde la perspectiva del análisis sistemático-integral, merece la pena detenerse un momento para desarrollar estas cuestiones.

Uno de los problemas al ser tan categóricos en nuestra apuesta por el estudio de la Región, es que subyace la relatividad y multidimensionalidad del espacio geográfico. El nuevo regionalismo por el que abogamos adiciona y racionaliza sobre el espacio los factores objetivos y subjetivos y su influencia en los agentes sociales, las formas de organización, las dinámicas históricas y las tendencias del medio biótico, abiótico y humano. El espacio geográfico es la consecuencia de la interacción de los factores externos e internos que influyen en el mismo en cada momento y sus tendencias.

La Región y la regionalización recorren un amplio historial epistemológico. El paradigma posibilista ensalzó la Región, aunque proponía una Geografía definida por sus métodos, no por su objeto. La Nueva Geografía desplazó la Región del foco de estudio, transformando esta en poco más que áreas, unidades espaciales que pudieran cuantificarse y sistematizarse al modo de matriz de datos.

El espacio regional se define mediante las clásicas leyes de organización del espacio. Las estructuras son organizaciones observables en el espacio utilizadas para analizar las regularidades que contienen, la forma en que el espacio interviene en su propio funcionamiento y sus estructuras (Bunge, W. 1966). Los sistemas son el conjunto de objetos, sus relaciones y las características que los definen; los modelos representan la idealización de la realidad; las dinámicas son los aspectos que señalan las tendencias. Las estructuras, los factores, los procesos y sus dinámicas son el armazón metodológico fundamental que permitirá operar en el marco de nuestro estudio de la Región (Sotelo Navalpotro, J.A. 2002), (Unwin, T. 1995).

El concepto de Paisaje geográfico ha sido objeto de un vivo interés en los últimos 40 años, en consonancia con la filosofía ambientalista. Las conferencias internacionales de desarrollo sostenible y cambio climático han tenido éxito en la creación de una conciencia colectiva hacia el medio ambiente. Se ha potenciado la investigación de la naturaleza desde puntos de vista multidisciplinarios. Esto otorgó gran importancia a la Geografía, pero ni las instituciones ni los políticos españoles o latinoamericanos (con honrosas excepciones) parecieron darse cuenta de ello. Aunque la sociedad del Primer Mundo está concienciada con el medio ambiente, se deben notar varias excepciones. En primer lugar, en el Tercer Mundo y la mayor parte del planeta las investigaciones no pueden desarrollarse con los referentes y puntos de vista del Primer Mundo. Sencillamente, en países donde la prioridad es la alimentación, la salud o los refugiados de guerra, hablar de cuidado del medio ambiente resulta incluso de mal gusto. En segundo lugar, los puntos de vista de la sociedad frente a problemas complejos del medio ambiente suelen estar dirigidos, herrando los objetivos, las causas o las soluciones debido a la falta de conocimientos. En tercer lugar, el maltrato sistemático a la ciencia por parte de los gobiernos hace que ni siquiera estemos en condiciones de asumir los retos que el medio ambiente propone.

Los primeros intentos verdaderamente serios de sistematizar el Paisaje más allá del Regionalismo provenían de Passarge y Troll, que acabaron determinando la unicidad y homogeneidad de los distintos sistemas que lo conformaban como base para la delimitación paisajística. La caracterización integral se encontraba muy cerca de estas consideraciones. La adición de los geógrafos norteamericanos como C. Sauer permitió acotar los grandes sistemas que integrarían el foco (físico, biótico, humano), estableciendo síntesis y delimitaciones que hoy se consideran clásicas y que forman parte del paradigma paisajístico actual (Serrano Cañadas, E. 2014).

La Geografía Regional recogió con naturalidad al Paisaje como objeto preferente en el estudio de la Geografía. El Paisaje es en esencia sintético y permite que sus contenidos aparezcan de forma integrada en complejos sistemas que nos acercan al entendimiento del espacio como una entidad real, un hecho que es la esencia misma del territorio. Es un complejo de objetos y la red de interacciones que lo convierten en un sistema. Se compone de unidades territoriales

donde se disponen los componentes abióticos, bióticos y antrópicos (García Romero, A. y Muñoz Jiménez, J. 2002). El paisaje (Bertrand, G. 1968) es una porción de espacio caracterizada por un tipo de combinación dinámica de los elementos geográficos diferenciados (abióticos, bióticos y humanos). Al relacionarse entre ellos convertían el paisaje en un conjunto geográfico. Añadida a estos tres elementos está la dimensionalidad temporal, las tendencias y las dinámicas. Este método puede aplicarse a las regiones que están en la fase de la exploración científica y permite su adaptación a las necesidades del ordenamiento territorial, en función de la posibilidad del método, para detenerse en amplias áreas (Complejos, unidades superiores) o llegar al nivel de detalle si se desea. El tratamiento científico del paisaje desde el positivismo consistía en el descubrimiento de la mecánica, de sus relaciones y dinámicas (Muñoz Jiménez, J. 2003), pero pueden establecerse métodos cualitativos que enriquecen este tratamiento.

Hay tres grandes líneas de trabajo paisajístico en Geografía que integraremos en nuestro análisis. El lineamiento subjetivo-perceptivo atiende a un paisaje como escena y escenario. Se interesa por el paisaje como escena y elemento percibido. Este lineamiento valora aspectos subjetivos, como la calidad estética o la capacidad de los habitantes para considerarse parte del paisaje. Nos parece evidente que los elementos que nos llaman la atención son aquellos que analizamos (Vara Muñoz, J.L. 2010). Por otra parte contamos con el lineamiento vivencial de la Geografía Humanística, que sugiere que el paisaje es el medio en el que nos movemos y en el que nos relacionamos (Bertrand, C. 1987), (Fu Tuan, Y. 2010) Finalmente, el paisaje es resultado del andamiaje territorial al que se dedica el Análisis Integrado o Sistémico.

El Análisis Integrado del Paisaje y el reconocimiento de territorios son herramientas poderosas en la ordenación y protección del territorio. Sin embargo, la aplicación correcta de estas metodologías es muy costosa; todos los niveles de la administración, la sociedad, la política y la economía deben orientarse en este sentido. Se debe educar a toda la población, y estos niveles de control sólo se han conseguido en sociedades de administración muy fuerte. También hay que tener en cuenta que la fiabilidad en sus predicciones no es 100% acertada, ya que se busca más encontrar tendencias y orientaciones (Bertrand, G. 1968) o generalidades

y reconocimiento de unidades homogéneas. El Análisis Integrado de Paisajes (Muñoz Jiménez, J. 2003) es un método confortable, moderno y que se puede nutrir tanto de la descripción natural como de las herramientas más avanzadas de estudio. Además permite la escalabilidad casi fractal de los elementos paisajísticos (especialmente los derivados de la geomorfología) y toma la dimensión temporal como un elemento de estudio más. Con esta herramienta se es capaz de interpretar la estructura y el funcionamiento de los elementos de los que está compuesto el territorio. En la Ciencia del Geosistema más desnuda concebida por Bertrand la objetivación del paisaje geográfico abandona las referencias a los aspectos visuales y culturales y queda reducido a un sistema de componentes naturales (abióticos y bióticos). El concepto de geosistema -geocomplejo en la actualidad- actúa como modelo teórico general del conjunto de elementos y procesos responsables del orden territorial natural. El análisis integral del paisaje, así como la escuela paisajística francesa, considera el geotopo como la unidad inferior. Ocuparía unos pocos metros cuadrados y ofrecería condiciones ecológicas concretas que permitieran la aparición de un nicho ecológico. Un geotopo suele corresponder a una forma de modelado geomorfológico de mayor tamaño, o cuando los elementos fitosociológicos resultan en más importantes, corresponde a un área concreta y diferenciada de una unidad bioclimática. Por lo general, también suele albergar una litología específica y un microclima asociado, con una biocenosis característica. La geofacies es un área de fisionomía homogénea a escala 1:5.000 y 1:25.000 en la que se establecen formaciones vegetales homogéneas. Puede ser litológica y edáficamente heterogénea aunque se encuentre secuencialmente unida. La geofacies puede considerarse un paisaje en sí misma, aunque la combinación de geofacies puede dar lugar a un paisaje más amplio (Bertrand, G. 1968). El Geocomplejo corresponde a una parte del piso climático homogéneo desde el punto de vista litológico y topográfico, agrupando geofacies diferentes y constituyendo un Paisaje *sensu stricto*. El Geocomplejo se compone de los elementos abióticos, bióticos y humanos que interaccionan entre sí en el tiempo creando tendencias. El conjunto de Geocomplejos es dinámico y puede abarcar distintos elementos corológicos. El Geocomplejo andino ecuatorial incluye, por ejemplo, las laderas oriental y occidental; el Geocomplejo de laderas andinas incluye parte de las llanuras y parte de los Andes, pero no se circunscribe a Ecuador ni a la región occidental, etc. De este modo se pueden modificar los referentes en cualquier momento para establecer la unidad sistémica básica necesaria para cada análisis, e integrar la

problemática paisajística, escalándola cuando fuera necesario. En nuestro caso la clave es la búsqueda de la esencia de las tendencias que sufre el soporte territorial y el entendimiento de los tiempos en los que las transformaciones tienen lugar. Sin embargo, para las amplias regiones que forman parte de este estudio, el Análisis Integrado de Paisajes resulta ser demasiado granular y pormenorizado, y no incluye suficientemente la variable temporal que acompaña a las dinámicas geomorfológicas y climáticas de un ambiente acelerado. La tarea de jerarquizar el territorio en geocomplejos hasta geofacies es muy detallada y descriptiva y aunque puede ser útil llegar a la gran escala en ciertos momentos, las regiones Andino Amazónicas del Ecuador suponen un reto para esta jerarquización, por su tamaño, impenetrabilidad e imposibilidad en ocasiones de entrar a valorar ese detalle.

La valoración de paisajes ha sido considerada también desde puntos de vista más generalistas, con un detalle menor pero una amplitud escalar de mayor calado. Efectivamente, los métodos de reconocimiento de territorios de carácter fisiográfico y holístico, como el de la *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO), o el desarrollado para establecer Unidades Superiores del Paisaje (Serrano Giné, D. 2012), (Serrano Cañadas, E. 2014), (Martínez de Pisón, E. et al. 2012, 2014) permiten reconocer grandes territorios en base a grandes unidades fisiográficas, muy adecuadas para grandes extensiones, regiones inexploradas o inaccesibles. Estos métodos sintetizan el territorio en clima, suelo, vegetación, relieve, geología y geomorfología, integrándolo en unidades que incluyen las relaciones entre los distintos elementos. En nuestro estudio parece obligatorio utilizar, por la amplitud e inaccesibilidad de los espacios, una sistematización en Grandes Unidades o Unidades Superiores a las que hacer referencia, sin perjuicio de escalar el detalle para referirnos a las particularidades de un determinado elemento o área específica. Es decir, podremos actuar con generalidad sobre el territorio, ampliando y reduciendo el foco en función del interés que despierten las distintas unidades. La caracterización actual del paisaje es un elemento clave en el desarrollo territorial la ordenación del territorio y su inclusión como recurso económico, la conservación en general, y es de gran utilidad en los espacios Andinos y Amazónicos, grandes olvidados durante muchos años por las ciencias territoriales (Mata Olmo, R. 2008), (Santa Cecilia, F.J. 2012), (Santa Cecilia, F.J. 2013).

Aún así, resulta muy inespecífico entablar un debate acerca de la metodología sistémica a este respecto. Cuando se analizan espacios como el Oriente Ecuatoriano, se ponen de manifiesto Unidades cuya consideraciones como Unidades Superiores, Geológicas o Geomorfológicas están fuera de toda duda por su homogeneidad en estos aspectos; sin embargo, al intentar establecer unidades bioclimáticas sobre estas áreas, los problemas escalares y de granularidad pueden provocar la crisis de nuestra metodología: en un área como el Parque Nacional Yasuní sería posible reducir, sistematizar y parcelar el componente biótico mucho más allá de lo concebible incluso para una geofacies o un geotopo. La caracterización de estos territorios en Unidades Superiores podría hacerse sólo en base a la *homogeneidad de su heterogeneidad*.

De este modo, cuando la granularidad, la rápida evolución o el detalle de una determinada unidad natural sea muy grande, la Unidad Superior debería ser lo suficientemente integradora como para incluirla en sus límites; sólo en el momento en el cual cualquiera de sus elementos fuera fundamental para la interrelación espacial o sistémica (medio físico-medio biótico-medio antrópico) pasaremos a caracterizarla el detalle. Evitaremos eternizarnos de este modo en la sistematización (más bien enumeración) de la miríada de unidades que puedan conformar el área de estudio, y centrarnos en Unidades Superiores de Paisajes Naturales basadas en los tres componentes ya mencionados, que nos permitan estudiar con detalle sus relaciones y evolución.

No debemos olvidar que la regionalización paisajística no es una simple descripción. El objetivo principal de la regionalización es analizar el desarrollo de sus distintos elementos para comprender los mecanismos que han llevado a la actual conformación y establecer tendencias procurando escenarios futuros en base a ellas. Es por ello que buena parte de esta investigación está enfocada a la evolución geomorfológica y bioclimática relacionada con los ciclos climáticos del Cuaternario, y finalmente, a la llegada y actividad del ser humano.

II- Encuadre territorial, Objetivos y Metodología

II-1- Localización, delimitación y caracterización

fisiográfica

La región de las cuencas altas amazónicas andino ecuatoriales se encuentra situada en el Centro y Oriente Ecuatoriano. En este apartado se hace una somera descripción de la Cordillera Andina ecuatorial y de la Cuenca Amazónica noroccidental en las que se enmarca este paisaje, a escala continental y regional, realizando el encuadre territorial del área de estudio.

El área de estudio está definida fundamentalmente por las cuencas altas y medias de los ríos Napo y Pastaza, así como los elementos subsidiarios que las rodean en sus tramos medios, las cuencas del Curaray, Morona, Tigre, etc. conocidas como Oriente Ecuatoriano. La región incluye la totalidad de las Provincias Amazónicas de Orellana, Pastaza y Napo, así como la provincia Andina de Tungurahua; la sección meridional de Sucumbíos, la septentrional de Morona-Santiago y el occidente de las provincias de Cotopaxi y Chimborazo. El conjunto incluye gran parte del interior de los Andes Ecuatorianos con la representación de las cuencas de los ríos Chambo y Patate, los cuales a partir de su confluencia en el Puente de las Juntas dan lugar al gran río Pastaza. Forman parte de esta región la Cordillera Andina Oriental, el Levantamiento Napo, los elementos más norteños de la cordillera del Cutucú, y el Ápice y el Norte del Megacono del Pastaza, con las fronteras difusas de la Amazonía en el Sur-Oriente entre Ecuador y Perú.

El área de casi 100.000Km² en la cual se enmarca la investigación puede parecer enorme, pero se debe tener en cuenta que la mayoría del territorio se encuentra deshabitado y se compone o bien de un conjunto de cordilleras y nevados inaccesibles o de una llanura selvática extensísima y poco o nada explorada.

Área de Estudio

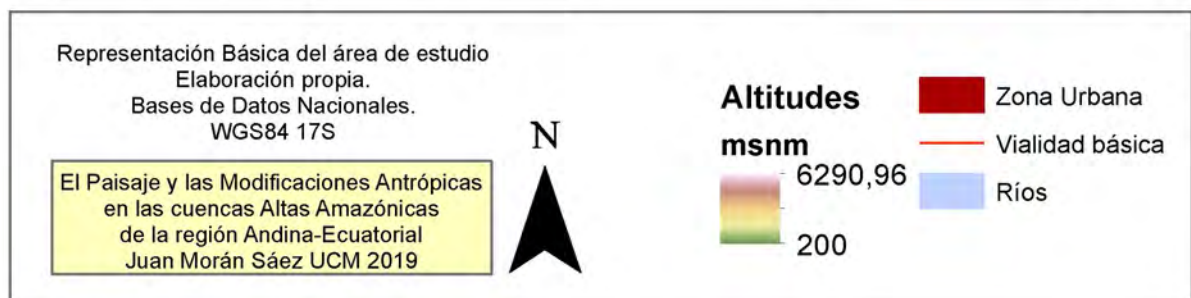
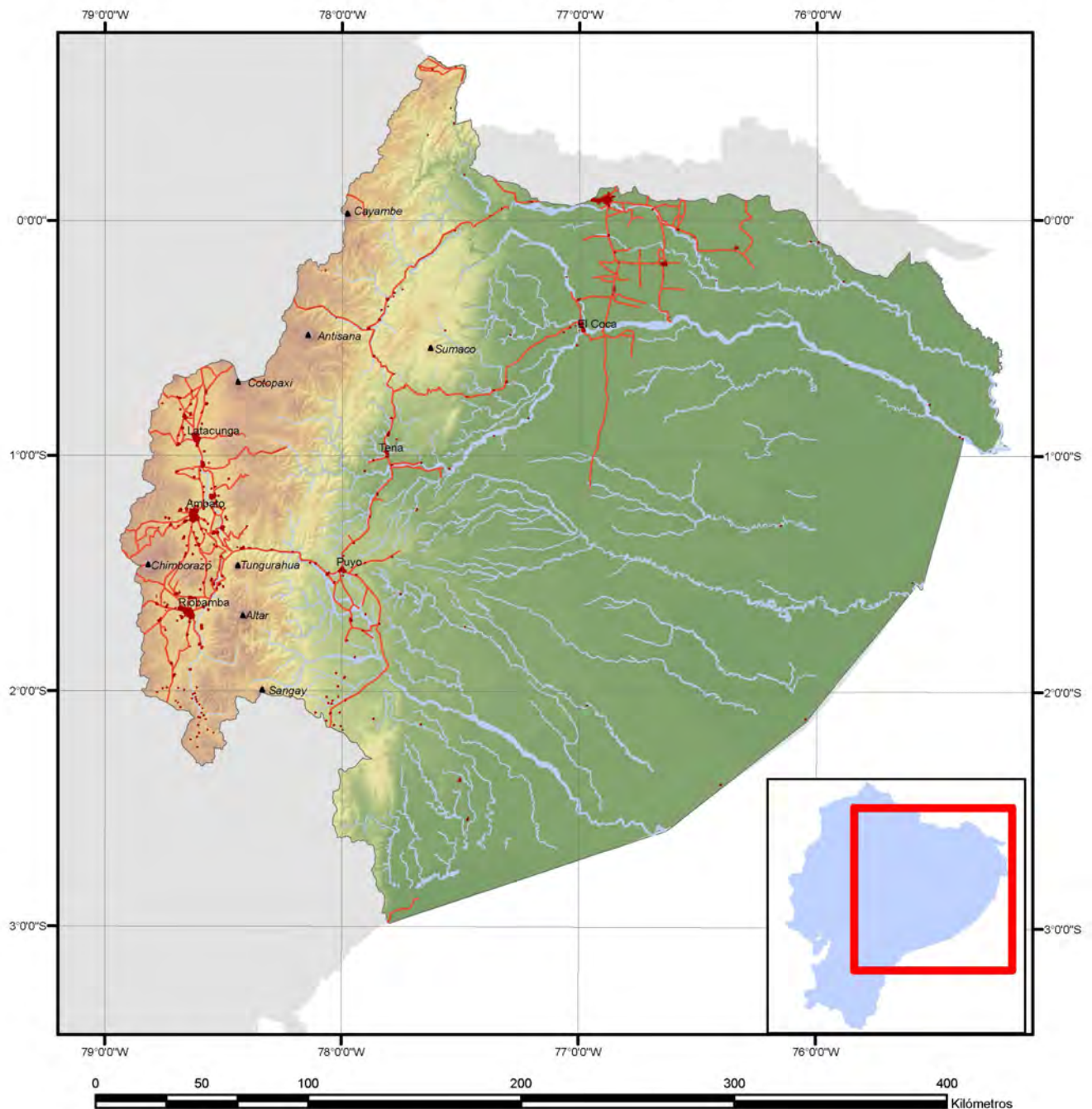


Fig. 1: Área de Estudio

II-1-1- Localización y delimitación regional

El área de estudio supone 97.823Km² y es producto de la interacción de una serie de factores, tanto naturales como humanos. Entre ellos destacan el amazón del relieve que debe su origen a la actividad tectónica y volcánica y su localización entre dos corrientes atmosféricas contrapuestas, orientales y occidentales, sobre los Andes, conocidas como Zona de Convergencia Intertropical y Corriente Ecuatorial Pacífica, la cual es modificada por la corriente marina de Humboldt, con sus particularidades y variaciones interanuales. Su modificación y desplazamiento a toda escala temporal determinan las precipitaciones y temperaturas que desencadenan importantes procesos geomorfológicos modificados en la actualidad por la acción antrópica. En cualquier caso, el área de estudio puede extenderse puntualmente para describir elementos o factores fundamentales superiores en la conformación del paisaje que nos ocupa, como es el caso del Megacono del Pastaza, la cordillera Andina, los elementos Preandinos Orientales, o la Cuenca Amazónica en su conjunto.

Las principales unidades fisiográficas del área de estudio son los Andes y la Amazonía. Partiendo de esta base, se entiende que la Amazonía ecuatoriana puede extenderse por las laderas de los elementos estructurales más acusados, ascendiendo por los mismos como delimitación bioclimática. Para su más básica delimitación fisiográfica, admitiremos que se trata de la sección comprendida por la llanura propiamente dicha, el Megacono del Pastaza y las secciones más próximas su ápice, incluyendo el arco de erosión y parte del escalón Periandino del Pastaza. El Oriente Ecuatoriano es un desierto demográfico en su sector Suroriental, con apenas una decena de poblaciones superando los 1000 habitantes. Las áreas pobladas y consecuentemente más conocidas corresponden a las regiones Norte, donde destacan las ciudades petroleras de Lago Ágrio (Rocafuerte, siguiendo el río Putumayo) y El Coca (Puerto Francisco de Orellana, en la confluencia del Payamino, el Coca y el Napo). Hacia el Ápice del Megacono del Pastaza y sobre la meseta que representa la formación Mesa-Mera se encuentran dos ciudades asentadas (El Puyo y El Tena), así como otras más pequeñas en el tramo medio del Pastaza (Fig. 1).

Las Provincias Amazónicas representadas son Orellana, Napo, Pastaza, Sucumbíos y Morona-Santiago. Hay que notar que las delimitaciones provinciales y cantonales en la Amazonía son muy recientes (algunas acaban de cumplir 10 años) y que por lo tanto los límites pueden ser bastante difusos en algunos casos. Incluso los nombres y localizaciones de las distintas ciudades o accidentes geográficos pueden encontrarse aún en discusión. Muchas áreas de estas provincias son extremadamente remotas y aisladas. La provincia de Orellana, por ejemplo, tiene 21.800Km² (aproximadamente como la Comunidad Valenciana), pero en 2016 participamos en un exhaustivo registro en el que se identificaron sólo 378Km de vías asfaltadas. Algunos de los cantones más grandes de estas provincias, como Arajuno-Curaray, en Pastaza, son mayores que la Comunidad de Madrid, pero se encuentran prácticamente deshabitadas. Los ríos Napo, Curaray, Pastaza y Tigre forman las principales vías de comunicación, delimitando y vertebrando este territorio. El área se encuentra entre los 800 y los 200msnm, siendo fundamentalmente una penillanura con cierta rugosidad topográfica.

Dos elementos estructurales flanquean el tramo medio del Pastaza. Al Norte destaca el Levantamiento Napo, y al Sur la Cordillera del Cutucú. Adyacentes a su occidente se encuentra la Cordillera Oriental, obstáculo impresionante que precede y contiene a los valles interandinos. Los edificios volcánicos de enormes proporciones festonean estas moles estructurales superando los 6.000msnm. El conjunto de Cordillera y volcanes propone una auténtica pared de más de 4.000metros sobre la llanura Amazónica. El interior de los Andes es una gran avenida elevada entre los 2.600 y los 3.200msnm, en la cual los depósitos volcánicos predominan. Las incisiones de los ríos Chambo y Patate se producen en los paquetes sedimentarios de enorme potencia que han quedado acumulados en el interior. Las cuencas de estos dos ríos drenan el interior del Ecuador y dan lugar a la salida del Pastaza a través de su incisión en la Cordillera Oriental. La actividad humana se centra en la Avenida de los Volcanes, donde la actividad agrícola y ganadera es abundante y las poblaciones se encuentran desarrolladas. Aún así, las provincias centrales de Ecuador -Cotopaxi, Tungurahua y Chimborazo- siguen siendo extremadamente rurales y la actividad industrial tiende a ser testimonial.

II-1-2- Rasgos orográficos y estructurales

Los principales rasgos estructurales que definen el área de estudio son la Cordillera de los Andes y la Llanura Amazónica. Ambos elementos se encuentran estrechamente relacionados y no pueden entenderse el uno sin el otro.

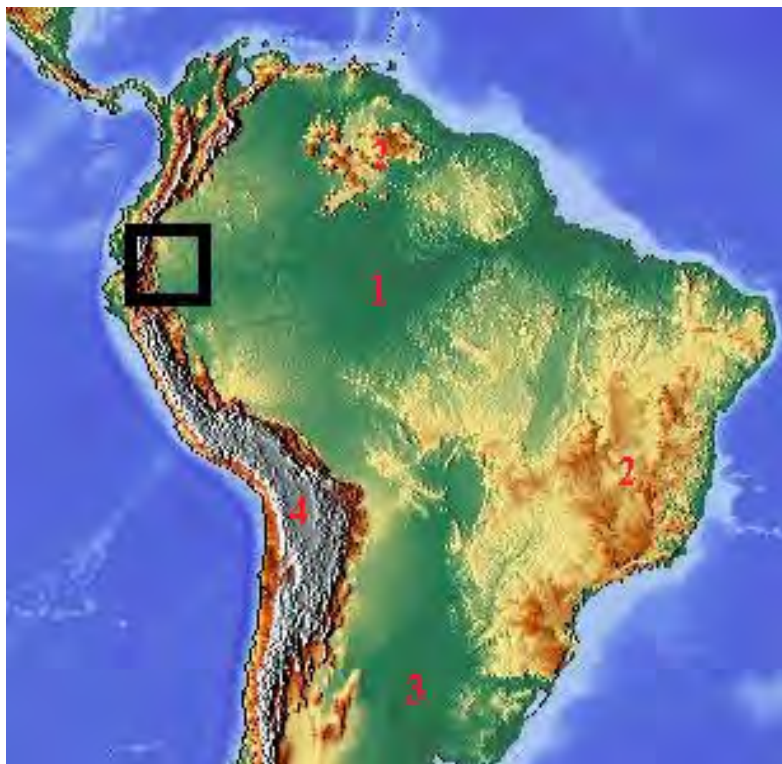


Fig. 2: Grandes regiones Estructurales. Elementos principales de la morfología suramericana (1) la cuenca Amazónica; (2) los Macizos cratónicos; (3), las llanuras pampeanas; y (4) el orógeno andino. El área de estudio se señala con un rectángulo negro. Fuente: Imagen <https://maps-for-free.com>.

La Cordillera de los Andes es un orógeno activo levantado por la subducción de las placas litosféricas marinas del Océano Pacífico bajo el continente. El orógeno recorre la totalidad del borde occidental suramericano y se extiende después, con otros nombres, en la Antártida y Norteamérica. Puede considerarse que la cordillera propiamente dicha comienza en la Sierra Nevada de Santa Marta en el norte y se extiende por casi 8.000 Km hasta el Cabo de Hornos en el Sur. Las disparidades estructurales diferencian tres grandes regiones, a saber: los Andes del Sur, los Andes Centrales y los Andes del Norte (Fig. 2)



Los Andes del Norte se unen con los Andes Centrales en la Falla de Amotape a 3°S, en paralelo con nuestra área de estudio. Esta falla se interpreta como las suturas de las partes septentrional y meridional de Suramérica (Clapperton, C.M. 1993a). La Región Andina es caracterizada por la cordillera de los Andes y su altiplano, que con un ancho de entre 100 y 140Km se extiende desde la frontera con Colombia hasta 2°30'S. Se encuentra dividida longitudinalmente en la Cordillera Occidental y la Cordillera Real, individualizadas y con sus propias estribaciones periandinas. Sus cumbres son grandes volcanes con alturas entre 4.300 y 6.300msnm que mantienen cubiertas glaciares y bajo cuyas faldas se extienden páramos andinos. El altiplano interandino tiene un ancho inferior a 40 Km y está delimitado por estas cordilleras. Está separado en "hoyas" de entre 1.300 y 3.000msnm (Pourrut, P. 1983).

Fig. 3: Unidades morfoestructurales. La Cordillera de los Andes del Norte se vuelve más angosta entre Perú y Ecuador (1) conformando un solo bloque montañoso desde el Nudo de Pasto hacia el Sur (2). En Ecuador está conformada por dos grandes líneas montañosas al Este y al Oeste (3) (Cordilleras Occidental y Oriental), con un altiplano estrecho(4) y varias estribaciones montañosas al Oeste (Preandes). Fuente: Google Earth

La linealidad de las cordilleras Oriental y Occidental genera en su interior un conjunto de valles elevados guardados por las sierras formadas a Este y Oeste. Estos valles interandinos se enmarcan desde 4°S hacia el Norte en la conocida Avenida de los Volcanes, hasta la latitud de Bogotá. Es la Zona Volcánica Norte, relacionada con la subducción de la dorsal de Carnegie que atraviesa el continente desde el Oeste.

Ecuador tiene 84 volcanes reconocidos. De ellos, en Ecuador continental, el Reventador, el Cotopaxi, el Tungurahua y el Sangay se encuentran en erupción en la actualidad, mientras que otros 15 se encuentran "Potencialmente Activos" con erupciones frecuentes desde hace menos de 10.000 años (IGENP, 2018) (Hall, M.L.1977). La morfología Cuaternaria del vulcanismo hacia el Norte, desde 2°S propone un relieve extremadamente joven, donde los megaprosesos de ladera y los eventos ígneos toman prevalencia. Tan al Sur como 4°S puede evidenciarse este vulcanismo, aunque la altitud del orógeno disminuye y los relieves envejecen. Bajo el manto edáfico del páramo pueden encontrarse rocas ígneas y depósitos vulcanísticos asociados. En los Andes del Norte el principal eje orogénico mantiene elementos aledaños en la forma de cordilleras Periandinas, que acompañan a Este y Oeste.

Las grandes Unidades Fisiográficas del área de estudio son los depósitos volcánicos de las hoyas y valles andinos, que forman una llanura intra andina; los edificios volcánicos que jalonan toda la cordillera; la Cordillera Oriental como elementos estructural de carácter superior y la Llanura (o más bien penillanura) Amazónica que se abre desde la Cuenca de Antepaís hacia el Oriente, como elemento predominante. Esta llanura festoneada de elevaciones suavemente redondeadas, sin solución de continuidad, está formada por un profundo y antiguo cratón hundido, sedimentado desde el Secundario y colmatado en el Mioceno por la multitud de cuencas que lo han recorrido.

Unidades Fisiográficas

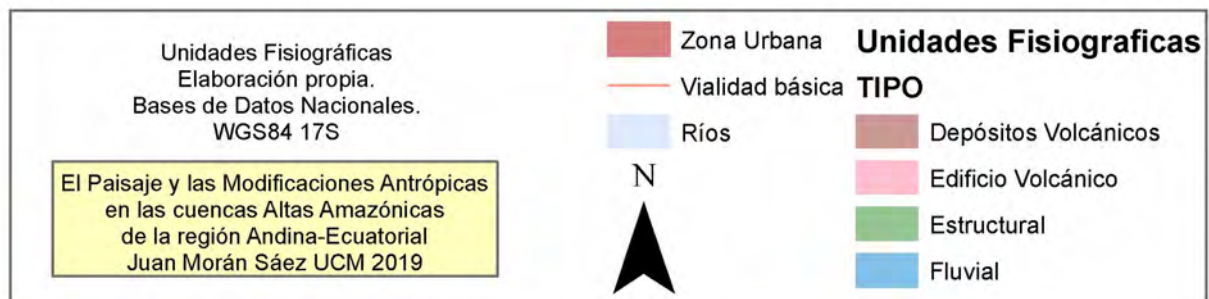
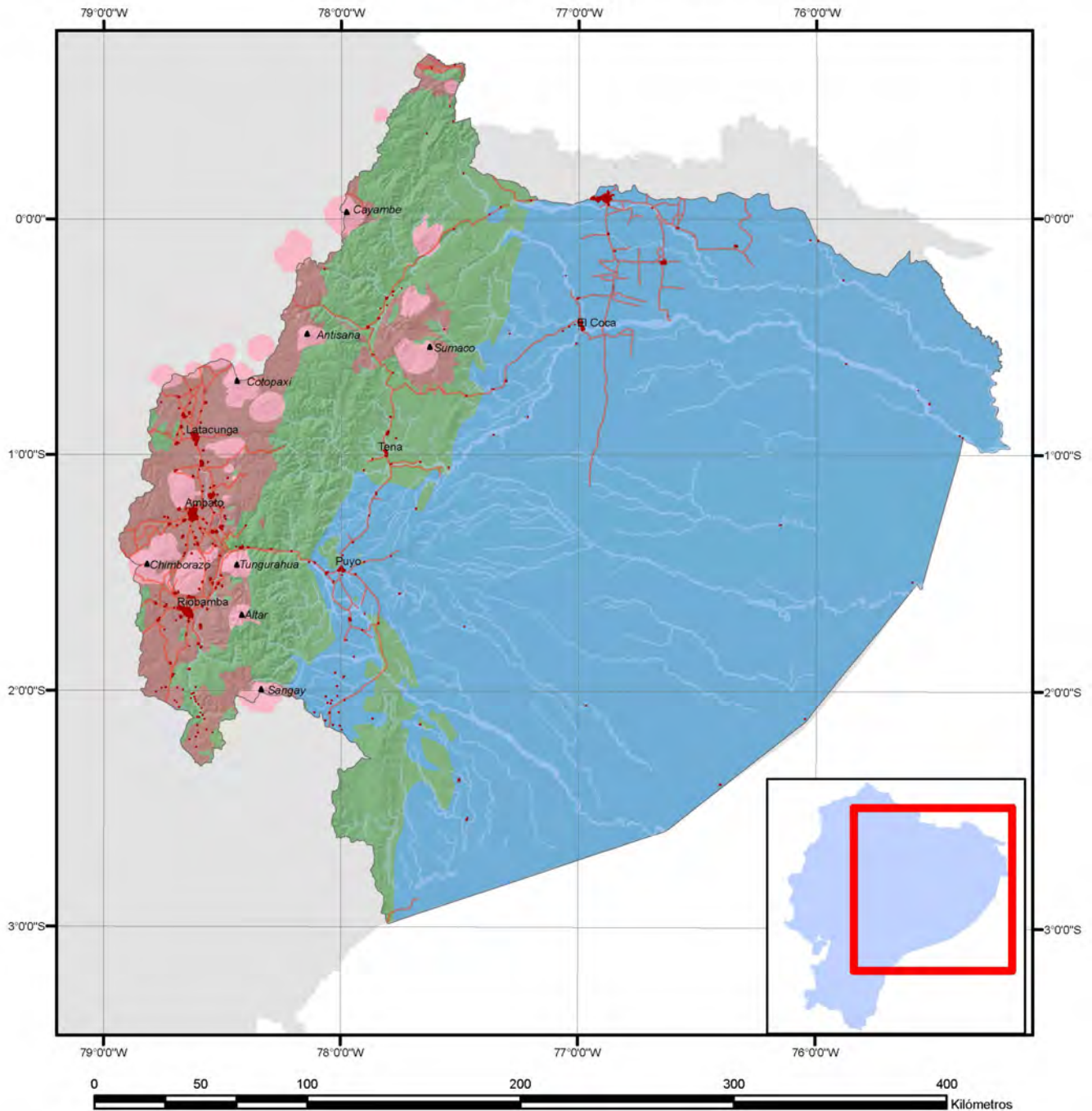


Fig. 4: Unidades Fisiográficas del Área de Estudio

Las fracturas de las formaciones subyacentes en las cuencas de antepaís han atrapado hidrocarburos y atraído la atención de la industria. La Llanura Amazónica contiene una cubierta vegetal sin parangón en la Tierra y su evolución biológica es de importancia fundamental para entender los procesos bioclimáticos globales, producto en parte de su evolución geológica y su situación en el conjunto estructural de Suramérica.

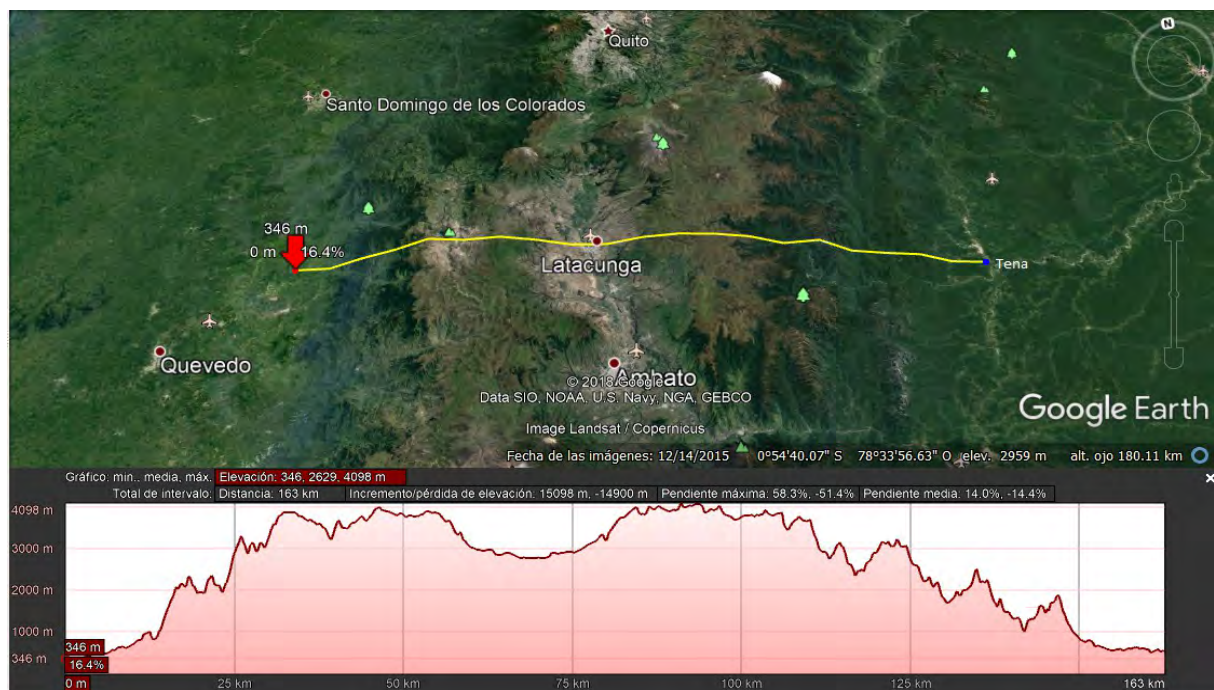


Fig. 5: Perfil de la Cordillera de los Andes. Un simple perfil realizado con GoogleEarth Plus de Oeste-Este entre las cercanías de Quevedo y la ciudad de El Tena permite entender a la perfección cómo la Cordillera está dividida en la Cordillera Occidental, la depresión Intraandina y la Cordillera Oriental.

La configuración de las cuencas interiores del Patate y Chambo genera la acumulación y transporte del material en el interior de la Depresión Intraandina, con un colector principal en la forma del río Pastaza. Los grandes Nevados son volcanes glaciados, en su mayor parte activos, que superan los 5000 y en algunos casos los 6000msnm, alzándose sobre los cordones de las Cordilleras Oriental y Occidental.



Fig. 6: Grandes elementos del relieve en el área de estudio. Imagen 3D de Google Earth Pro con sentido Noroeste-Sureste sobre la vertical de Machachi, en la que pueden reconocerse las siguientes unidades: el Cotopaxi (1) y las Cuencas del Patate y Chambo (2). Al otro lado de su confluencia pueden verse el Tungurahua (3), El Altar (4) y el Sangay (5), mientras que a su occidente quedan el Chimborazo (7) y Carihuaiazo (6). El Ápice del Megacono (8) da lugar al Megacono del Pastaza y su red fluvial (9, 10), con la cuenca del Napo (11) al Norte.

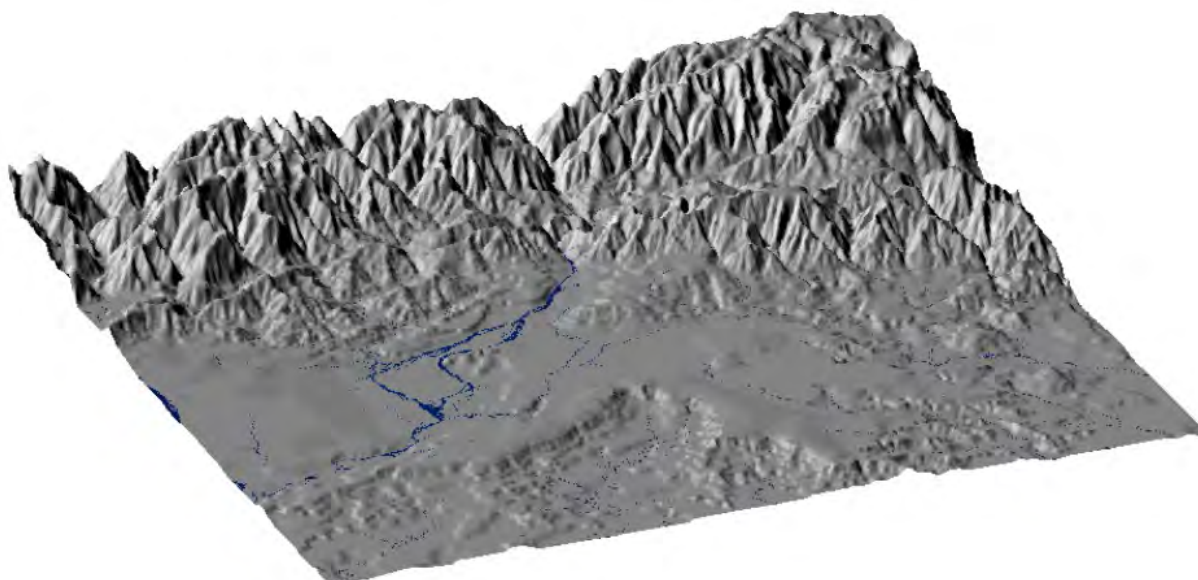


Fig. 7: DEM (100m) del detalle del Ápice del Megacono con el detalle de la desembocadura del Pastaza en la Llanura Amazónica, en el que puede notarse la superficie Mera como mesa sedimentaria y su arco de erosión.



Fig. 8: Detalle en Google Earth Pro del Ápice del Megacono con los cauces trenzados y avulsionados con cierto control tectónico (1), la ciudad del Puyo (2) y Shell (3) las cercanas faldas del Sangay (5), cortando el Macizo de Abitagua (4) en la Cordillera Oriental. La desembocadura del Pastaza al Oriente es clave en la configuración del paisaje del conjunto Oriental de Ecuador. Google Earth Pro.

II-1-3- La hidrogeografía como eje vertebrador del territorio

El Oriente ecuatoriano se vertebra alrededor de sus cuencas hidrográficas, en función de la enorme prevalencia que estas tienen sobre el territorio. Las cuencas occidentales tienen preferencia en el desagüe que proporciona el estuario del río Guayas en el Golfo de Guayaquil y han rellenado progresivamente su cuenca. Las cuencas orientales son más variadas y aportan a la Supercuenca Amazónica gran parte de su sedimento. Ambas vertientes se reparten el drenaje de la cordillera, así como de los sedimentos volcánicos acumulados en ella. Las cuencas orientales tienen una mayor incidencia en el paisaje, en tanto en cuanto su drenaje es mucho mayor que las occidentales. Esto es debido a la prevalencia de los vientos húmedos atlántico-amazónicos en el margen oriental de los Andes.

Para este estudio se ha realizado la delimitación del área de estudio a partir de las grandes cuencas del Ecuador Oriental. Estas son, principalmente: la Cuenca del Napo-Curaray que ocupa la mitad Norte del Oriente; la del Cunambo, secundaria y puramente Amazónica; la Cuenca del Pastaza, que es directora y recoge la mayoría de las vertientes interiores del Ecuador a través del Patate y el Chambo; y la cuenca del Morona al Sur, secundaria de la del Pastaza (Fig. 9).

Las diversas subcuencas Amazónicas Occidentales quedan divididas a partir del Departamento de Loreto, en Perú, y en las cercanías de la ciudad de Iquitos. La cuenca a partir de ese punto es considerada puramente de llanura. Las cuencas del Napo y Pastaza drenan de forma mayoritaria la mitad oriental de los Andes del Ecuador con sentido Sureste.

La evolución cíclica del clima en el Cuaternario transforma el paisaje a través de la morfología de los ríos y la dinámica de laderas, permitiendo que los sedimentos producidos por los volcanes sobre los Andes desemboquen en la Amazonía. Las formas del relieve de la región están íntimamente relacionadas con los elementos estructurales, el clima y la hidrografía, y su actividad y relaciones serán el principal objeto de análisis.

Cuencas Hídricas

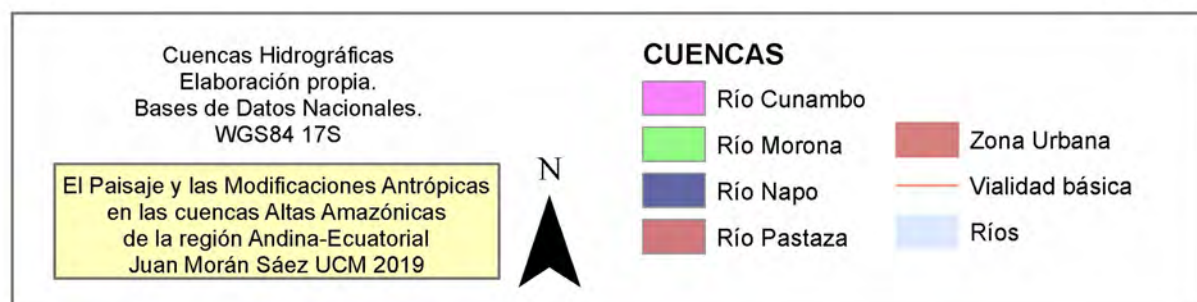
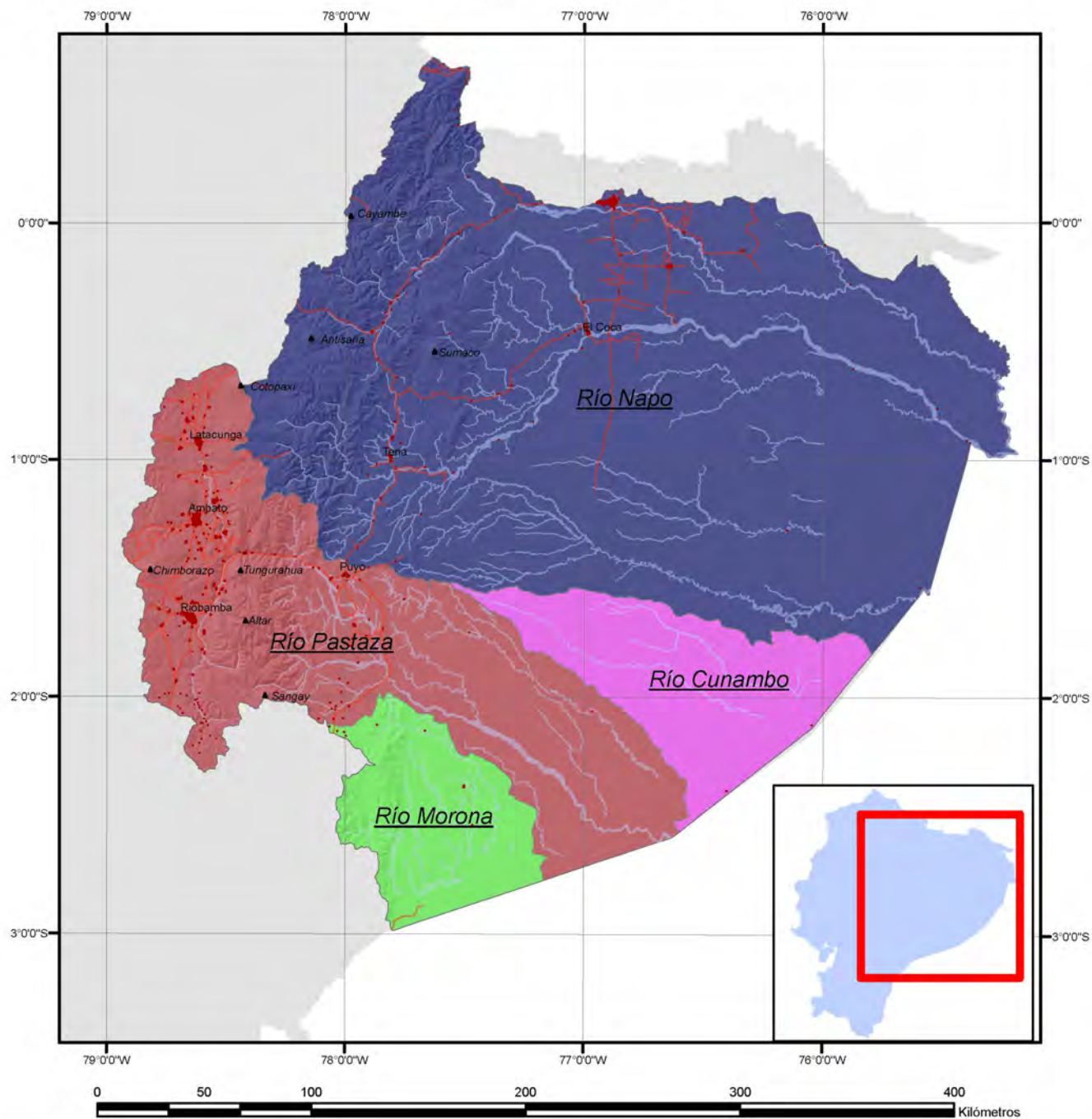


Fig. 9: Cuencas del Área de Estudio

Los grandes nevados vierten parte de su escorrentía hacia el Oriente, lo que incluye también sus deshielos y sedimentos. Esto es especialmente importante en el país con una de las mayores densidades de ríos por unidad de superficie del mundo y resulta en un elemento modelador del relieve de primer orden. Las incisiones en los paquetes de sedimentos y las deposiciones de los mismos, a veces a miles de kilómetros, son visibles desde el espacio con mucha claridad, así como los elementos glaciáricos asociados a los nevados. El carácter volcánico de los mismos añade un elemento fundamental en la conformación de este paisaje. Estos cauces pasan de una media de 3.000msnm a 200msnm en menos de 100 Km. La enorme cantidad de sedimentos han producido la deposición de centenares de Km³ de material al borde del orógeno desde su transformación en Cuenca de Antepaís (Baby, P. et al. 1997). Al Noroeste, el material queda repartido entre los cauces de los ríos Aguarico, Coca, Napo y Payamino. En el Sur, el río Pastaza recoge todo el sedimento producido en el centro de la Avenida de los Volcanes, realizando una hendidura que desemboca en un megacono aluvial proyectado sobre la Amazonía. El valle del río Upano, que recoge el material del Sangay es subsidiaria del río Pastaza.

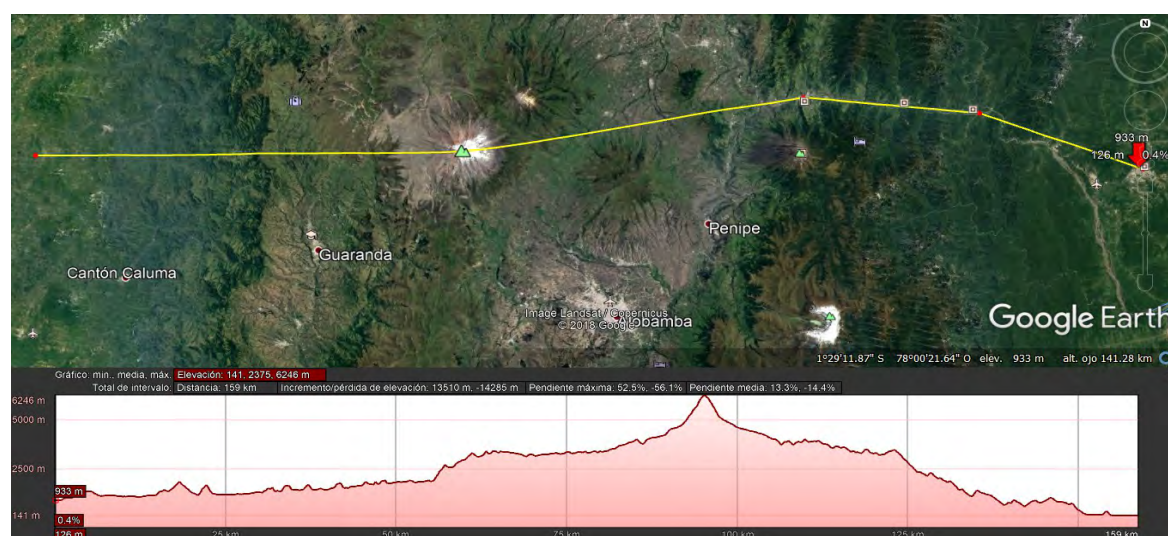


Fig. 10: Perfil de la Cuenca alta del Pastaza desde el Chimborazo

Un perfil realizado desde la cumbre del Chimborazo hasta la ciudad del Tena siguiendo aproximadamente la vía del Pastaza permite comprobar el desnivel librado por el río en su bajada hacia la Amazonía (Fig. 10). El principal canal erosivo y transportador es el del río Pastaza (Baby, P. et al. 2004), con una amplia y diversa dinámica fluvial, quebradas, cañones,

avulsiones y meandros. El Pastaza en su tramo alto se comporta como el principal agente transportador, arrastrando el material erosionado en los Andes. Cuando el Pastaza llega a su desembocadura Andina, produce uno de los mayores abanicos aluviales de Suramérica, el Megacono aluvial del Pastaza de la Cuenca de Antepaís (Bernal Carrera, I.C. 2009).



Fig. 11: El Pastaza desemboca en Mera- Shell. Pueden verse las terrazas y una llanura de inundación no muy ancha y con enorme carga sedimentaria. Al poco se produce cierto control tectónico de los cauces, para dar lugar a un sistema con múltiples avulsiones en un cauce muy anastomosado. Foto Juan Morán Sáez, 2017



Fig. 12: Barcazas y canoas turísticas y privadas en el río Napo. En cuanto los ríos Andinos llegan a la llanura Amazónica se hacen navegables por canoas y gabarras de cierta entidad. Foto Juan Morán Sáez, 2015

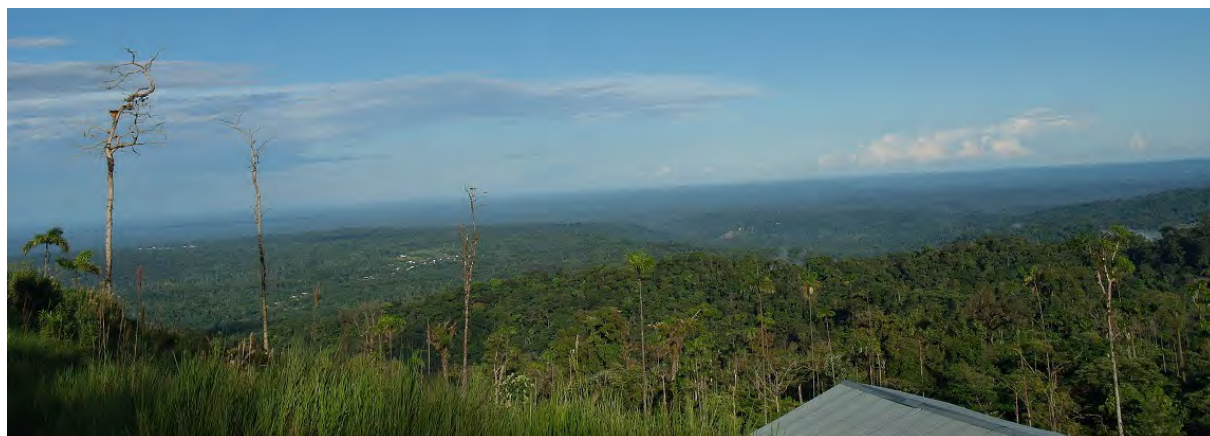


Fig. 13: Amazonía desde Balcón del Oriente. Pueden verse las terrazas aluviales de la formación Mera en primer término. Pasa de recoger sedimento, erosionar el tramo alto y depositar en apenas 50 Km. El depósito cuaternario se compone de las formaciones Mesa y Mera y los depósitos cuaternarios aluviales y puede observarse también como una panorámica del megacono aluvial del Pastaza desde el escalón subandino. Este elemento geomorfológico tiene una escala difícil de entender y visualizar desde tierra. Su tamaño es similar al de la provincia de Andalucía. Los tamaños y las distancias en los Andes y la Amazonía pueden ser intimidantes y podemos fácilmente perder la perspectiva. Foto Juan Morán Sáez, 2016.

Los megaconos aluviales se forman como depósitos en forma de abanico en complejos patrones de depósito producidos por las corrientes que arrastran el material, y originándose en un solo punto conocido como “apex” o ápice. Debido a su tamaño, y como es el caso, estos megaconos son producidos por eventos y procesos geomorfológicos diversos y alargados en el tiempo. El cauce del Pastaza tiene a partir de su ápice complejos procesos de avulsión que han modificado la acumulación del sedimento en sentido Sureste. Sus depósitos varían desde arenas y gravas hasta arcillas y limos intercalados, todos de origen volcánico y procesado fluvial. Los ríos de las vertientes orientales andinas, y en general del occidente del Amazonas son considerados ríos de aguas blancas, y proporcionan una gran cantidad de nutrientes de forma estacional a las llanuras orientales (Moquet, J.S. et al. 2018). El río Napo, el Pastaza, el Payamino o el Coca son ríos anastomosados en su parte alta, de cuenca dendrítica y en la llanura ampliamente meandrizados. Sus aguas son lodosas y muy turbias, con mucho contenido de arenas y arcillas, enormes cantidades de sedimento que van depositando en la llanura. El limo y la arcilla en suspensión hacen que estos ríos sean muy poco transparentes, con poca capacidad para mantener fitoplancton o algas. Durante las épocas de crecida, la turbidez aumenta por el aumento de carga. Algunos ríos que nacen en el piedemonte andino pueden tener características de aguas blancas y negras. Los ríos de aguas negras contienen elevados niveles de materia orgánica pero suelen ser más claros (Butler, R. A. 2017). Los suelos lavados por cuencas de ríos de aguas negras con actividad biológica alta, provenientes de cabeceras en la misma Amazonía, son los peores para el cultivo. Ausentes de electrolitos y nutrientes por un agua que no deposita los elementos necesarios para la renovación del suelo y lo acidifica. El sedimento de aguas blancas suele ser más adecuado para la formación de suelos cultivables. Los ríos de aguas blancas como el Napo y el Pastaza trasladan material mineral con alta conductividad. Los mejores lugares para el cultivo y la biodiversidad son donde empiezan a depositar; como la zona del Cenepa o las cercanías de Puerto Francisco de Orellana (Garreaud, R.D. et al. 2009).

II-1-4- Rasgos climáticos y del paisaje

Como hemos visto, el Paisaje es un constructo formado por la interacción de los elementos bióticos y abióticos de una región dada. El clima, a través de su acción morfogenética es capaz de producir los modelados del relieve en conjunción con la tectónica y el vulcanismo. Además el clima genera las condiciones principales para la generación de una cubierta biótica concreta. Esta relación entre clima y paisaje resulta especialmente interesante en el área de estudio, al producir en ambos casos rasgos extremos y un paisaje muy heterogéneo.

Las Regiones Andino Amazónicas son un excelente fotograma paisajístico, de futuro, de presente y de pasado. Los extremos climáticos y morfogénicos y la intensidad que estos han tenido durante el Cuaternario han transformado profundamente el Paisaje. Por otra parte, la presencia del ser humano no debe olvidarse, ya que al actual Geocomplejo se le presentan una serie de modificadores añadidos en este último momento, que pudieran ser de gran importancia para el conjunto paisajístico.

Durante parte del año, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se mantiene fija entre 5°N y 5°S. La ZCIT es una banda de bajas presiones con sentido Este-Oeste que recoge los vectores alisios rodeando el Ecuador. La incidencia de esta ZCIT y su relación con El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) está siendo estudiada, así como la incidencia del cambio climático y la variabilidad paleoclimática (Vimeux, F. et al. 2009). La ZCIT es el elemento modulador del monzón suramericano, y su posición al Norte o al Sur del Ecuador está controlada por la insolación y la temperatura media de cada Hemisferio. Cualquier modificación en estos dos factores tiene gran incidencia en el clima de Suramérica.

Nuestro viaje comienza en el lugar de la Tierra más cercano al espacio exterior. En efecto, el Chimborazo (6.263msnm) se encuentra apenas a 1° 40' S del Ecuador terrestre. El diámetro ecuatorial de la Tierra es mayor que cualquier otro, y supera en 42Km al diámetro medido en los polos (Strahler, A.N. & Strahler, A.H. 1989). Medido desde el centro de la Tierra el Chimborazo resulta en la mayor prominencia del planeta y supera al Everest en más de 2 Km. Los grandes Nevados Andinos son el rasgo más evidente del Paisaje Andino y su influencia

va mucho más allá de su cercanía absoluta, sino que extienden su actividad muchos kilómetros al Oriente. Tanto el glaciario como el vulcanismo son dos factores fundamentales en la morfología andina y de las cuencas tributarias del Amazonas.

El páramo ha sido ampliamente estudiado por ser un marcador biológico de primer orden. El páramo húmedo Andino, en contraposición con la puna más árida, recorre las cumbres andino tropicales en Ecuador a partir de los 3.500msnm (Clapperton, C.M. 1993a). Ecuador es el país con mayor cobertura de páramo (Rivas Martínez, S. 2010). Se compone de frailejones (*Speletia sp.*) poáceas, gramíneas y bromélias, con muchos tipos de plantas bulbosas (orquídeas) y tuberosas como el melloco. Se trata de un ecosistema con predominio del pajonal y el arbusto, un clima frío y húmedo con suelos en los que predomina la anoxia y la carga biológica. Los histosoles tienden a crecer sin límite, pudiéndose encontrar profundidades que superan con facilidad los 15 metros(!), lo que lo convierte en un ecosistema acumulador de carbono de primer orden. El páramo es vulnerable, ya que es utilizado intensivamente y el cambio climático lo afecta especialmente. Su solución al calentamiento global es ascender en altitud, pero al ser el último ecosistema en altura, eso no es posible en muchos casos (Josse, C. et al. 2009). El páramo tropical es un ecosistema antropizado. Aunque mucha extensión puede considerarse natural, hay que considerar que la destrucción de la vegetación de la ceja andina deja al descubierto un territorio fácilmente colonizable por el páramo (Young, K. R. 2011).

Rodeando a las ciudades pueden verse conos de escoria como el Tulabug o el Aulabug. La franja arbolada andina se extiende hacia el Este mientras que el páramo asciende por las laderas de los volcanes cercanos, moldeadas por relieves glaciáricos. Las formas morrénicas y los efectos excavadores de los glaciares pueden observarse hasta los 3.200msnm, pero los depósitos piroclásticos y la dinámica de laderas se superponen a los mismos haciendo difícil su datación.

El clima de las vertientes de los Nevados Andinos Ecuatoriales tiene tres variantes: al Oeste se encuentran influido por los vientos dominantes del Pacífico, por lo general secos; al interior tienen una componente bimodal de precipitación, en función del traslado de la ZCIT hacia el

Norte o el Sur durante el otoño y la primavera. La tercera vertiente corresponde al clima de montaña muy intenso, con precipitaciones muy reducidas, vientos fuertes todo el año y temperaturas por debajo de 0°C. La insolación en los meses más secos (julio-agosto y diciembre-enero) es muy elevada debido a la altitud, la posición ecuatorial y la ausencia de nubosidad.

Las especiales características hidrológicas y los glaciares tienen preeminencia en la ecología de la región. El ser humano ha modificado mucho este paisaje. Existe antropización ganadera en las faldas de los altos nevados y una huerta extensiva e intensiva de invierno. Las transformaciones de la biodiversidad incluyen el uso forestal de pino (*Pinus radiata*) y eucalipto (*Eucalyptus sp.*) en la ceja andina y el páramo, que sustituyen a especies autóctonas del páramo y el "bosque de papel" o queñual, que habría formado grandes espesuras en el interior de los valles Andinos hasta la llegada del ser humano. Estas transformaciones se unen al urbanismo descontrolado y a la extracción minera de áridos-cementos. Los volcanes son un importante atractivo turístico y son visitados tanto por montañeros experimentados como por turistas (Mata Olmo, R. 2008), (Santa Cecilia, F.J. 2012), (Santa Cecilia, F.J. 2013). Las provincias centrales de los Andes Ecuatoriales, como la de Chimborazo, son muy rurales y sus potencialidades económicas se relacionan directamente con los volcanes y las montañas.

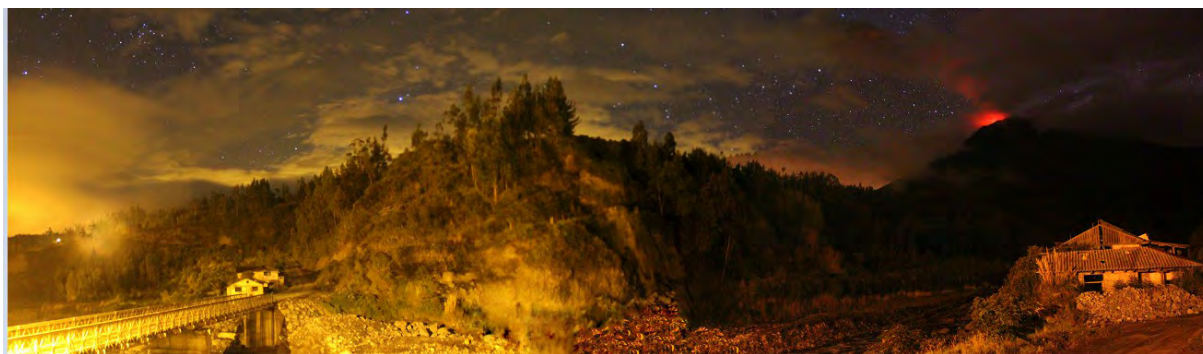


Fig. 14: Vista del volcán Tungurahua en 2013 en el Puente de las Juntas. El río Chambo recoge todos los derrubios provenientes del volcán Tungurahua y drena el occidente de los Cubillíes y el Altar. El material arrastrado por este río vierte al Pastaza en las cercanías de Baños de Agua Santa. Foto: Daniel Boyano Sotillo 2013.

El interior es dominado por las cuencas del Chambo y el Patate, cuyas incisiones rivalizan con la producida por su unión y transformación en el río Pastaza en la unión del Puente de las Juntas. El clima de Baños y la región circundante del Tungurahua está fundamentalmente

influido por la ZCIT y el Monzón Suramericano, en tanto en cuanto los vientos del Este ascienden por el valle del Alto Pastaza produciendo una sombra de precipitación y encajonamiento orográfico de los vientos amazónicos durante parte del año (Future Water, 2013). La ZCIT pasa dos veces al año por aquí, desplazando los vientos húmedos y cálidos del Amazonas y empujándolos en el cañón. Esto produce que la precipitación orográfica que se aprecia en la superficie de la formación Mera se vea reforzado por el encajonamiento y la sombra de precipitación añadida. En la zona del Puyo-Tena la precipitación es mayor que en cualquier otro lugar de la Amazonía ecuatoriana. Los vientos húmedos transportados se enfrentan con el aire frío de la Avenida de los Volcanes, generando un deslizamiento entre unos y otros que llevan a ascender aún más al aire de la Amazonía y a precipitar todavía más si cabe. Esta anomalía en la precipitación ha sido poco estudiada, pero es evidente que acelera los procesos erosivos en el material poco consolidado del cañón y la superficie Mera-Upano, con una torrencialidad que desestabiliza las pendientes y produce una erosión exacerbada.

El clima del Cuaternario ha sido muy diferente al presente en el Neógeno y Paleógeno (Vimeux F. et al. 2009). En la actualidad se pueden encontrar en la región altas tasas de deforestación, agricultura y ganadería intensiva y extensiva, minería, actividad petrolera y modificaciones en los regímenes hidrológicos (Suárez, C.F. et al. 2011), modificaciones antrópicas de gran calado tanto en la Sierra como en el Oriente. Ecuador contiene la mayor parte de la franja andina en cobertura forestal y vegetación de montaña, y cuenta con importantes áreas glaciares y de lagos en entornos de montaña y páramos andinos. Del mismo modo es un país megadiverso y su Cuenca Amazónica es una de las áreas de La Tierra con mayor biodiversidad del Planeta. Toda la región es un tesoro paisajístico ejemplificado por el Parque Nacional Yasuní. La desembocadura del Pastaza en la Amazonía da lugar al Megacono del Pastaza (Bernal Carrera, I.C. 2009), elemento geomorfológico de primer orden que vertebra la sección oriental de los Andes y la Amazonía. La dinámica fluvial de este río y otros, como el Napo y el Curaray está dominada por el material que transportan y depositan, cómo lo hacen al llegar a la llanura, y el clima que ha dominado en esta región durante su evolución.

El suelo de la selva se ha considerado siempre, por drenaje y lavados, muy pobre. Las altas

temperaturas y precipitaciones provocan que los nutrientes no puedan fijarse al suelo. En ausencia de cubierta vegetal se produce una pronta ferruginización que impide el correcto desarrollo edáfico. Si no fuera por el humus que se forma continuamente por la actividad vegetal y microbiana, se convertiría en suelo laterítico muy pronto: los compuestos metálicos lixivian y quedan acumulados a unos decímetros de la superficie, haciendo imposible el cultivo. Dentro de selva hay varias tipologías de suelos, entre los que se pueden distinguir en función de su validez para el cultivo los suelos lateríticos, producidos en las extensiones de selva deforestada con mucho lavado y poco nutriente y los esqueléticos, donde suelen darse herbáceas y arbustos adaptados. El proceso de sabanización conduce a un ambiente perfecto para el ganado, con endurecimiento y laterificación que puede llevar finalmente a la desertización.

Las diferencias en las características edáficas han podido reducir el uso por parte de la población de *terras pretas*, porque no son tan necesarias para el tipo de cultivo que se ha producido en la región durante el Holoceno. También resulta un factor a tener en cuenta al hablar de biodiversidad y endemismos en la floresta. La Amazonía occidental es un lugar megadiverso, con grandes recursos territoriales donde se han producido muchas y variadas modificaciones en los patrones de poblamiento y producción. La llegada de la explotación del caucho en el S.XIX y del petróleo en el S.XX transformaron por completo el paisaje y el modo de ver la selva (Horn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010). En la actualidad existen grandes desafíos medioambientales y socioeconómicos, entre los que destacan el cambio en la matriz productiva del país, la urbanización y vialización, la degradación de los ecosistemas y el cambio climático.

Las tasas de erosión se han modificado de modo muy acusado durante el Cuaternario, sin duda en relación al acelerado ascenso de los Andes. Estamos en condiciones de afirmar que la modificación de los ratios de torrencialidad y precipitación derivados de los cambios climáticos producidos en el Cuaternario (y anteriormente en el enfriamiento Plioceno) han producido un aumento en las tasas de erosión y de levantamiento isostático asociado en la cuenca de antepaís. Esta relación está pobremente estudiada hasta el momento (Baby et al. 2004).

II-2- Objetivos e hipótesis

Mediante el estudio conjunto de la bioclimatología y la geomorfología se quieren comprender los procesos que han derivado en la actual conformación del paisaje preandino ecuatorial-oriental. Este paisaje es producto especialmente de las corrientes atmosféricas contrapuestas orientales y occidentales sobre los Andes y su movilidad y actividad a lo largo del año y en el fluir de los eones; el efecto de las precipitaciones que traen estas corrientes y su torrencialidad e intensidad; la actividad sísmica y volcánica; la dinámica de vertientes y la actividad humana.

El objetivo principal de esta investigación es reconocer y establecer las relaciones geográficas entre los elementos del paisaje (abióticos, bióticos y humanos) en la región de las cuencas altas amazónicas andino ecuatoriales. Estas relaciones se establecen mediante el análisis de la evolución del paisaje, con especial incidencia en los hitos cenozoicos y cuaternarios: la reconfiguración hidrográfica, climática y tectónica cenozoica y el Último Máximo Glacial (UMG) hasta la actualidad y su influencia en los bioclimas. El tratamiento de los datos climáticos y su transformación en unidades climáticas y bioclimáticas actuales precederá a una extrapolación que reconstruya las condiciones climáticas y bioclimáticas durante el Cuaternario, obteniendo las unidades correspondientes en el Último Máximo Glacial (UMG). Unido al estudio de las formas del relieve se obtendrán las unidades de paisaje natural para esos dos momentos temporales. A los resultados se les incorporarán como análisis final las alteraciones y transformaciones que el paisaje y su dinámica evolutiva están experimentando debido a las actividades humanas.

Los objetivos secundarios son:

1- Entender el entramado geomorfológico y de la configuración del paisaje y las causas de esta conformación en las regiones en las que las corrientes convergen y las condiciones meteorológicas y climáticas inciden en los Andes de forma peculiar, especialmente en las franjas preandinas. De este modo, entender cómo la actividad estructural es modificada y hasta cierto punto contrarrestada por los procesos geomorfológicos de erosión, transporte y

sedimentación.

2- Establecer nuevas áreas de estudio en los Andes Orientales en las que se produzca la actividad anteriormente reseñada y comprobar si el entramado geomorfológico y las condiciones meteorológicas y climáticas simulan la actividad y paisaje de nuestra área de estudio, y si fuera menester, explicar por qué se parecen o son disímiles.

3- Comprender la velocidad en la que los procesos orogénicos son contrarrestados por la actividad erosiva basándonos en la actividad del clima Holoceno y los eventos climáticos pleistocénicos.

4- Establecer la importancia relativa del peso de los procesos volcánicos y estructurales que han podido incidir en la geomorfología superficial.

5- Establecer el peso que las cubiertas vegetales tienen en los procesos de erosión y en la dinámica de vertientes y cómo los bioclimas se han ido modificando y han actuado en esta dinámica.

6- Establecer el peso que los factores antrópicos han tenido y tienen en la actualidad en el desencadenamiento de procesos de erosión y dinámica de laderas, especialmente en el último siglo. Establecer cómo se han modificado las relaciones fitosociológicas y bioclimáticas y qué papel ha tenido y tiene el ser humano en estas relaciones.

7- Entender cómo la evolución climática ha podido incidir en los actuales procesos geomorfológicos y bioclimáticos, entender cómo el clima ha ido modificándose durante el Cuaternario y cómo estas modificaciones podrían incidir en los actuales procesos geomorfológicos y bioclimáticos.

8- Proponer un material adecuado a las instituciones e investigadores para la realización de futuros Planes de ordenamiento territorial e investigaciones paisajísticas, geomorfológicas y bioclimáticas relacionadas.

9- Ampliar el conocimiento que de su país tienen los propios ecuatorianos y dar a conocer el paisaje de esta región al mundo por ser una de las últimas fronteras del ser humano, contener una increíble diversidad biológica y paisajística y encontrarse amenazada de desaparición o de una profunda transformación.

De acuerdo a la formulación del método científico, encontramos una observación: en las laderas orientales de los Andes ecuatoriales existe un modelado peculiar que llama la atención por su morfología. Es una zona mucho más erosionada que las laderas al norte y Sur, y los cañones que la cruzan de Oeste a Este inciden con sus cauces sobre un paisaje disgregado que da lugar a unas llanuras aluviales de enorme potencia. Consideramos que el régimen fluvial, las precipitaciones abundantísimas y las condiciones climáticas en general, la variación estacional de la Zona de Convergencia Intertropical, el carácter volcánico de los nevados andinos que tienen en esta cuenca los desagües y este agua cargada de sedimento volcánico son los agentes morfogenéticos que explican estas peculiaridades. Asimismo, encontramos evidencias de una transformación bioclimatológica reciente sobre una biota antiquísima, cuyos movimientos altitudinales obedecen al devenir de los ciclos climáticos cuaternarios. La actividad humana tienen una enorme importancia en estas dinámicas y la antropización supone un elemento clave en las transformaciones paisajísticas de la región.

Queremos saber cómo se producen, cuánto influyen, desde cuándo y hasta cuándo se han producido y producirán estas condiciones, si son estas causas que presentamos como las responsables de la morfología del paisaje y si hay otras que no hemos tenido en cuenta; si existen otros lugares en los que se repita esta morfología y cómo el ser humano ha vivido, vive y cómo se ha de adaptar a las dinámicas propias de este paisaje.

II-3- Método y estrategia metodológica

El método y la estrategia metodológica son una parte fundamental en la realización de cualquier investigación, ya que sostendrán el armazón que habremos de vestir durante la misma.

El clima y el paisaje de las regiones orientales de Ecuador han sido insuficientemente estudiadas. Los trabajos de investigación en los últimos años han ido encaminados en casi todos los casos a la sismología y geología técnica derivada de la minería y el petróleo o estudios estadísticos compartimentados de precipitaciones cuyas fuentes son poco fiables. Desde 2010 han aumentado la calidad de los datos, pero las investigaciones suelen limitarse a estudios estadísticos cuyas conclusiones suelen ser contrapuestas unas con otras.

Nuestra metodología debe servir para delimitar en primer lugar, aunque sea de forma difusa, una región en el territorio que permita examinar las distintas Regiones Naturales observables. La metodología tiene que permitirnos encontrar las tendencias en lo biótico, en lo abiótico y en lo humano, así como en sus relaciones en el tiempo. El enfoque integrador de las técnicas y la metodología ha quedado en ocasiones descuidado por las tesis doctorales y las investigaciones (Santos, M. 1997) debido a la intensidad y minuciosidad del trabajo sobre un campo tan extenso.

La superficie terrestre es un espacio discontinuo que se compone de unidades delimitadas de forma objetiva con tres subsistemas: el potencial abiótico, la explotación biótica y la acción antrópica. Los sistemas territoriales mayores son asociaciones de paisajes con analogías estructurales relacionados dinámicamente que componen regiones naturales (Muñoz Jiménez, J. 2003). La escala adecuada para el estudio de las regiones orientales de los Andes Ecuatoriales y la cuenca de antepaís adyacente no permite el detalle del conjunto ya que nos encontramos con un área de 100.000Km². En algunos casos puntuales es posible examinar algún paisaje pormenorizadamente, pero por norma general deberemos quedarnos en las Unidades Superiores de Paisajes Naturales. Realizaremos la investigación directa e indirecta de los elementos, estructuras y funciones, reconociendo sus relaciones espaciotemporales para

concretar las Unidades Superiores del Paisaje e ir desgranando cuando proceda las unidades inferiores en su contexto sistémico y evolutivo.

La práctica geográfica tiene un enorme fuerza debido a la ausencia de canon epistemológico, que permite la lucha por la búsqueda de una filosofía, teoría y metodología común (Sheppard, E. 2004). Sin embargo, la estrategia utilizada en la investigación se basa en el análisis de los datos y la bibliografía, el diagnóstico, el pronóstico/resultado y la propuesta/discusión, lo que forma parte del clásico paradigma científico.

Para definir y estudiar el Paisaje nos ayudaremos de las técnicas e instrumentos propios del geógrafo: los Sistemas de Información Geográfica y la cartografía; la Geografía Física aplicada como técnica más adecuada y fina para el estudio de la geomorfología dinámica, estructural y climática, así como la bioclimatología y fitosociología. Con ello podremos observar la influencia del clima en los procesos de modelado y viceversa.

Aunque el estudio del paisaje tiene profundas raíces metodológicas, existen otras disciplinas que pueden ayudarnos; en los momentos adecuados no podemos sustraernos a la utilidad de la corología, la ecología, la ingeniería o la Ordenación Territorial, demostrando la capacidad sintética que ejemplifica la Geografía (Ormaetxea Arenaza, O. 1997), (Mata Olmo, R. 2004). Desde la ecología es de valorar la percepción que se tiene de los paisajes, la calificación y evaluación del paisaje por la población que vive en él así como la estructura del paisaje en la forma de Ecología del Paisaje. La ingeniería considera al elemento del medio físico del paisaje como al que determina la capacidad del territorio para el desarrollo de las actividades antrópicas, como recurso territorial y almacén de la acción humana. La Ordenación Territorial se apoya en los conceptos de la aptitud y capacidad y el impacto en la calidad ambiental producido por la acción antrópica. La Ordenación Territorial tiene en la actualidad un componente corológico muy importante.

Los sistemas naturales son complejos y caóticos, y la modificación de uno de sus innumerables factores puede modificar el sistema por completo si se le da el suficiente tiempo. Por eso hemos de tener mucho cuidado con la utilización de técnicas neopositivistas mecánicas que tengan poco control humano. Es mucho más acertado buscar tendencias y rumbos que presentar escenarios estáticos futuros. Tanto la Geomorfología como la Bioclimatología se prestan a estos análisis de los paisaje estáticos futuros. Sin embargo, la

existencia de modificaciones antrópicas genera un impacto que pocas veces podremos imaginar con las teorizaciones menos adaptables. Los análisis corológicos de ordenación pueden haber quedado obsoletos, y esto es importante porque a la hora de proteger los paisajes, es de la actividad antrópica de quien hay que protegerlos; pero la actividad humana (cultural, social, económica) debe ser también contemplada y protegida como un elemento más del paisaje. Por ello la Ordenación Territorial actual debe hacer hincapié en la modificación de las tendencias destructivas y la mejora de las tendencias positivas.

II-3-1- Materiales y datos para el estudio

Una de las fases más intensas y desconocidas de toda investigación consiste en la recopilación de los datos que necesitaremos para su realización. En efecto, en esta recogida de datos existe un contexto epistemológico e ideológico: debemos conocer de dónde partimos para saber a dónde queremos llegar.

Queremos destacar los problemas a la hora de encontrar datos en Ecuador y la cerrazón de las instituciones cuando se les piden los materiales necesarios para cualquier investigación, en especial si no existe un retorno económico inmediato o el estudio lo llevará a cabo otra institución. La información geográfica sigue siendo una cuestión delicada para Ecuador y sus organismos oficiales toman con mucha cautela cualquier entrega. Por otra parte, los datos suelen estar en bruto, en formatos inutilizables y las investigaciones realizadas por los agentes locales suelen adolecer de bases metodológicas profundas y basarse en estadística pura que los reformula sin diagnosticar. A estas cuestiones más de procedimiento se le une que se considera al territorio en sí mismo como una información que debe tratarse con cautela. Hasta hace una década no existía descentralización política, lo que provoca que las instituciones y administraciones locales no sepan qué puede ser sensible, qué se puede monetizar o qué no tiene importancia. En múltiples ocasiones no conseguíamos acceder a fotografías aéreas por los canales oficiales, pero luego resultaba muy fácil encontrar imágenes de mejor calidad por canales más oficiosos o incluso basándonos en relaciones personales. Nos encontramos que para cualquier entrega de datos, cartografías y publicaciones, las esperas y entrevistas resultaban en una pérdida de tiempo completa. Por ello, cuando no se ha dispuesto de los

datos originales o no se ha conseguido información transformada, se ha optado por acudir a investigaciones previas o fuentes de datos secundarias.

A continuación se presentan someramente las campañas de campo, los tipos y fuentes de datos utilizadas en la presente tesis. En cada uno de los capítulos se realizan descripciones más pormenorizadas de los datos utilizados en cada caso.

Las campañas de campo fueron realizadas con el objetivo de reconocer el terreno y fotografiar los elementos más llamativos, localizar a los actores más importantes y establecer relaciones con ellos, recoger muestras sobre el terreno y observar *in situ* los principales procesos paisajísticos del área de estudio. Se efectuaron cinco campañas de campo, por regla general en los meses que se consideraban más adecuados para la campaña concreta, con duraciones variables -entre dos semanas y un mes cada una-. Hay que tener en cuenta que las condiciones ambientales no siempre son las adecuadas para un exhaustivo trabajo de campo, especialmente en las profundidades de la selva, donde todo mecanismo tiende a estropearse con una rapidez inaudita y los repuestos pueden tardar meses en llegar.

En el año 2015, en previsión del comienzo de las actividades del doctorado, se realizaron dos campañas. La primera de ellas consistió en el reconocimiento de las principales morfoestructuras del centro-oriente del Ecuador. Se estableció contacto con Geólogos del Mundo (Sección Riobamba) y se realizaron salidas de campo a los sectores del Chimborazo, Altar, Chambo, Patate, Cotopaxi y Tungurahua, durante las cuales se pudieron entender los caracteres territoriales más evidentes, recogiendo experiencias de los habitantes y consiguiendo una abundante cantidad de material fotográfico. La segunda campaña se realizó en las ciudades de Ambato y Riobamba, bajo los auspicios de la Cooperación Internacional Alemana (GIZ) con base en la provincia de Tungurahua y el Instituto de Ciencia, Investigación, Tecnología y Saberes de la Universidad Nacional de Chimborazo (ICITS-UNACH). En esta segunda campaña de 2015 se consiguieron parte de los datos meteorológicos que habrían de transformarse en climatológicos, a partir de las estaciones recogidas en el proyecto “Análisis temporal de las precipitaciones de la Provincia de Tungurahua”, realizada para GIZ por la Universidad Nacional de Chimborazo. Las estaciones

fueron visitadas y se realizó un informe de cada una de ellas para establecer su validez y comprobar su localización y estado. A través del Instituto de Ciencia, Investigación, Tecnología y Saberes de la Universidad Nacional de Chimborazo se pudo acceder a los datos de carácter cartográfico (ficheros vectoriales en formato "shape") que en la actualidad proporcionan de forma abierta y gratuita los Ministerios del Ambiente y de Agricultura, así como fotografías aéreas y ortofotos del centro de Ecuador. Durante la depuración de los datos se comprendió que las dificultades para conseguir datos numéricos y cartográficos sólo serían el principio. La mayoría de estos datos recibirían una exhaustiva depuración y transformación, tras la cual pudieron ser utilizados. En 2015 también se realizaron cinco salidas a los sectores occidental y septentrional del Volcán Tungurahua para realizar mediciones de la potencia de piroclastos (cenizas) y los sedimentos laháricos en las quebradas del Chambo y de las nubes piroclásticas de la Quebrada del Águila, comprobando las posibilidades que podían ofrecer los datos recogidos en futuros experimentos.

El año 2016 incluyó la aproximación a los ríos Pastaza y Napo en dos campañas no consecutivas (enero y julio) y su recorrido en territorio ecuatoriano, hasta donde era materialmente posible. El río Pastaza fue reconocido y fotografiado desde su nacimiento en el Puente de las Juntas hasta los límites razonables que permitían la selva, la carretera y las autoridades. El río Napo y sus riberas fueron reconocidas, fotografiadas y holladas en todo su recorrido en las provincias de Napo y de Orellana hasta la población de Nuevo Rocafuerte. En ambos ríos se recogieron muestras y su recorrido fue confirmado y medido mediante GPS y aplicaciones móviles. Mediante contactos formales con el Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Orellana (GADPO) y su oficina de Medio Ambiente y la Fundación Alejandro Labaka (FAL) se pudo acceder a localizaciones y personas difíciles de alcanzar y se consiguieron los datos cartográficos en formato vectorial "shape" y ortofotos corregidas de gran parte del Oriente ecuatoriano, a una escala y definición insuperable (50cm). Aunque esto resultaba de gran ayuda, es importante indicar que los datos geográficos de esta región son muy sensibles, en muchas áreas encontramos censuras de muchos Km², y la propia cantidad y peso del material hacía difícil su manejo.

Durante 2017 la Campaña de verano se centró en rellenar los huecos documentales que

habíamos encontrado en la investigación y en los recorridos de la región del Alto Napo y el Parque Sumaco-Galeras. Se pudieron reconocer y fotografiar las principales formaciones geológicas descritas en el mapa geológico y recogimos muestras de las mismas.

En el año 2018 la Campaña se centró en la región del Yasuní, en varias salidas acompañando a geógrafos y antropólogos de múltiples nacionalidades y filiaciones (Universidad de Pádova, Universidad Andina, Universidad Complutense). Pudieron observarse y fotografiarse formaciones geomorfológicas propias del morfoclima tropical húmedo y se mantuvieron entrevistas con representantes de las distintas nacionalidades indígenas.

Para esta investigación se tuvieron en cuenta las especificidades escalares del área de estudio, tanto las temporales como las espaciales. Esto es válido para las cartografías, pero también para las fotografías y el análisis general. Del mismo modo los datos se transformaron de acuerdo a su validez en diagramas y hojas de cálculo/estadística.

Los Tipos de datos y Fuentes utilizadas en esta tesis fueron:

A) Fuentes secundarias.

- De tipo cartográfico, en la forma de Bases Generales Nacionales a escala 1:50.000, proporcionadas en línea en formato digital (*shape*, *gdb*) y por varias instituciones gubernamentales; y las bases cartográficas provinciales, cuyos formatos digitales fueron adquiridos por diversos canales. Habitualmente estos canales eran contactos en las prefecturas de los Gobiernos Autónomos Descentralizados Provinciales o en las Universidades y ONG's, y cuya calidad era muy heterogénea. Por ejemplo, la localización de los pozos de petróleo no es distribuida libremente, la actualización de los mismos no se realiza e incluso georreferenciarlos manualmente puede suponer problemas con las autoridades o con los trabajadores locales. Las imágenes de satélite, las fotografías aéreas y/o ortofotos tienen también gran heterogeneidad, pero se pudo acceder a gran parte de las ortofotos del vuelo comprado por el Gobierno de la República de Ecuador en 2011, cuya definición de <0,5m y color auténtico eran mucho más que suficientes para la escala a tratar. Las imágenes de satélite en Ecuador han sido objeto de censura y control gubernamental, debido a la sensible

información que proporcionan sobre fronteras, industria de hidrocarburos, pasivos ambientales no reconocidos, zonas intangibles, etc. El uso y distribución de muchas imágenes de satélite del país esta restringido y muchos casos, censurado. Cuando era el caso, y para muchas visualizaciones “gruesas” se optó por la clásica herramienta Google Earth Pro, cuyas capacidades actuales superan en visualización de datos a otras fuentes más detalladas.

- De Tipo meteorológico, climático y bioclimático, en la forma de los mapas proporcionados principalmente por el Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuacultura y Pesca (MAGAP) y El Ministerio del Ambiente (MAE) en sus respectivos geoportales y publicaciones anuales. Durante el tiempo que duró nuestra investigación, la calidad y cantidad de los materiales ofrecidos al público de estos Ministerios pasaron de ser de simplemente testimoniales (en 2013 ni siquiera contaban con páginas web habilitadas) a representar en 2018 actores con un volumen importante de material publicado y online con el cual poder comparar nuestros resultados. Sin embargo sus productos siempre fueron tomados con cautela, ya que los datos primarios en Ecuador son muy escasos y su transformación y estudio pueden resultar adulterados o especulativos. Discernir esto sólo puede hacerse mediante un concienzudo análisis de las fuentes.

- De tipo geomorfológico; en la forma de estudios geomorfológicos. Los mapas y estudios geomorfológicos en Ecuador son muy recientes (menos de 10 años) y se carece de una base metodológica puramente geográfica que establezca las líneas de investigación, sino en su vertiente de ingeniería de superficies. La geomorfología se entiende sólo como relieve estático o dinámico, como análisis de suelos o formaciones geológicas. Los métodos representativos de detalle de la geomorfología climática del tipo producido por el ITC (*International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation-Enschede*) son desconocidos y los formatos que se pudieron obtener sólo fueron válidos de forma tangencial.

-De tipo sociodemográfico o socioeconómico. Los datos y estudios sociodemográficos y socioeconómicos de Ecuador que ofrecen las instituciones públicas no son de fiar. La mayor parte están sesgados, se basan en datos muy parciales, no representan la realidad o directamente son versiones formuladas con intereses políticos y económicos. Las fuentes secundarias de este tipo de datos han debido proceder obligatoriamente de instituciones internacionales: Banco Mundial, la Organización Mundial del Comercio (OMC), Naciones Unidas, ONG's. En todo caso fueron estadísticas ya trabajadas con poco detalle a nivel

provincial. Este es un problema crónico para cualquier estudio de estas características que se realiza en un país de Tercer Mundo.

- De tipo audiovisual: En la medida de lo posible, se ha preferido utilizar datos audiovisuales propios, fundamentalmente por la base documental recogida durante las campañas sobre el terreno. Sin embargo, existen múltiples préstamos citados durante esta memoria que muestran fotografías, o hacen referencia a vídeos o entrevistas de otros autores, como Daniel Boyano, Fausto Bonifaz o Jaime Giménez.

- Recopilación bibliográfica. Se recogieron e imprimieron más de 400 referencias bibliográficas, archivándose por tema y haciendo un conjunto de más de 12.000 páginas. La revisión bibliográfica supone una herramienta poderosa con la que cuenta un investigador. Establece el estado de la cuestión y los puntos de partida de aquello sobre lo que trataremos y proporciona un marco en el cual situarnos. También ofrece los fundamentos de las afirmaciones que se realizan y permite establecer un diálogo entre nuestra propia investigación y el resto de los investigadores que de algún modo trataron la materia antes que nosotros. En los Apéndices de este documento se encuentran todas las referencias, citadas siguiendo escrupulosamente la sexta edición de las reglas APA (*American Psychological Association*).

B) Fuentes primarias y propias

Las fuentes primarias y propias, como conjunto de datos recogidos por el propio investigador o presentadas por otros actores en un formato primario sin procesar y cuya procedencia es controlada desde su recogida para el estudio concreto, forman parte fundamental de esta investigación.

- Los materiales cartográficos fueron combinados en un SIG con datos procesados para la realización de cartografías y procesamientos computarizados mediante bases de datos georreferenciadas y los archivos vectoriales “*shape*” entregados por las instituciones para su manejo. En cada caso los productos serán explicados y se hará alusión a las fuentes concretas que se utilizaron para su realización.

- Los datos primarios y materiales climatológicos, fenológicos y bioclimáticos consistieron en gran cantidad de mediciones extraídas de las estaciones meteorológicas del centro-orienté de

Ecuador, y sobre las que se hizo un exhaustivo examen para establecer su validez, siendo posteriormente transformadas en datos viables. Los datos suministrados por las estaciones tenían un formato meteorológico de archivos de texto (en formato txt) que hubo que transformar en datos climatológicos en formato base de cálculo y vectorial “shape”. Esta dificultad añadida sucede muy habitualmente en Ecuador, ya que las instituciones se niegan a entregar documentación procesada que consideran propia o sensible, y cuando lo hacen no se indican los procedimientos por los cuales se ha realizado ese procesamiento. Los materiales sin procesar en bruto suelen tener formatos ininteligibles. En nuestro caso los datos provenían de 58 estaciones meteorológicas, de las cuales se pudieron establecer datos completamente válidos de aproximadamente la mitad de ellas, siendo el resto o bien rellenadas por métodos estadísticos o bien suspendidas y sus datos recogidos de fuentes secundarias (*clima mundial*, *climate-data*, etc.). En ciertos casos algunas estaciones meteorológicas fueron sustituidas por estaciones de control extraídas de fuentes fidedignas.

- Los materiales y datos geomorfológicos surgieron a partir de la observación de imágenes de satélite, la puntual recogida de muestras, la señalización y seguimiento de puntos GPS y el reconocimiento visual del relieve. Lamentablemente las fuentes secundarias y la bibliografía no ofrecían el material adecuado excepto en ocasiones muy puntuales.

- El Material audiovisual consistió en la fotografía personal de todos aquellos elementos del paisaje que consideramos interesantes para la investigación, y que permitió un reconocimiento de la cubierta vegetal y de la dinámica geomorfológica de primera mano, manteniendo en la actualidad más de 800 fotografías del área de estudio. Asimismo se realizaron una decena de entrevistas a actores fundamentales que se consideraron interesantes. El formato documental y cualitativo de las mismas fue de interés para situar el contexto social del área de estudio.

Los agentes que proporcionaron esos datos fueron Ministerios, Gobiernos Provinciales o Prefecturas, Gobiernos Municipales, Universidades, agentes individuales (investigadores afines) y entidades relacionadas, como Fundaciones y ONG's. Estos agentes además fueron de utilidad proporcionando el acceso a otros datos que de forma particular podrían resultar restringidos. El uso de *palancas* o amistades para conseguir material con el que trabajar en Ecuador es el modo más habitual de adquirir información. Nosotros nos hemos mantenido en todo momento y lugar bajo la premisa de estar siempre dentro de la legalidad.

Finalmente, se ha llevado un diario de investigación en el cual se han realizado anotaciones puntuales o más prosaicas, como el estado y la descripción fechada del material, el transporte, las carreteras o las gentes.

II-3-2- Etapas metodológicas para el análisis del paisaje

Las etapas metodológicas para el análisis del paisaje han sido modificadas de los clásicos estudios integrales y sistémicos, adaptando las distintas fases en función de nuestra propia experiencia investigativa. Cada fase ha sido retroalimentada con nueva bibliografía y datos accesorios a medida que se desarrollaba.

Mapa conceptual de las etapas metodológicas para el Análisis del Paisaje

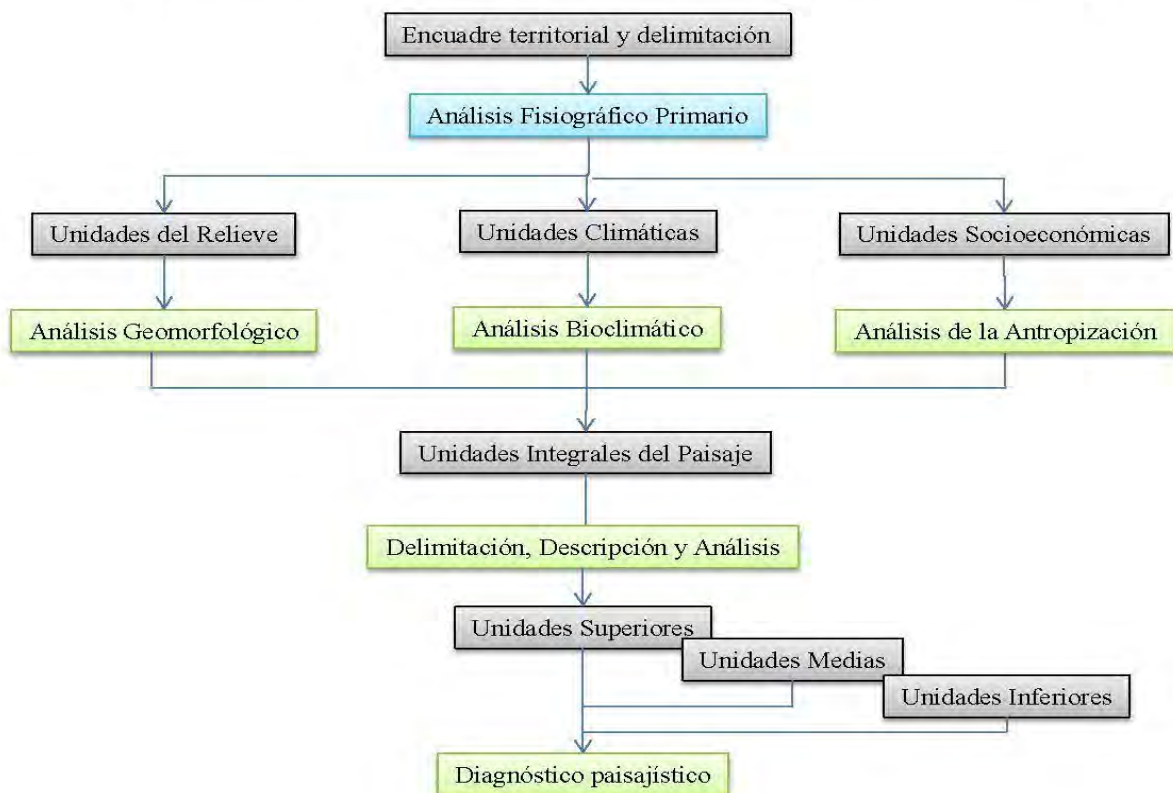


Fig. 15: Mapa conceptual metodológico

Comenzamos el análisis con el encuadre territorial y la delimitación del área de estudio en base a los archivos vectoriales “shapes” nacionales y la georreferenciación de elementos singulares correspondientes a las cuencas principales y las curvas de nivel. Las Bases Topográficas Nacionales incluyen información georreferenciada de la altimetría, planimetría e hidrografía a escala 1/50.000 o 1:100.000. Esto nos proporcionó la capacidad de realizar un análisis fisiográfico preliminar con el cual proponer las principales unidades sobre las que trabajar: Amazonía, Escalón Periandino, Cordillera Andina.

A continuación pasamos al auténtico análisis integral del paisaje, disgregando el territorio en Unidades del Relieve, Unidades Climáticas y Socioeconómicas que pudieran ser estudiadas en base a unos límites definidos. Los datos en formato vectorial “shape”, la caracterización de las formas del relieve, las campañas de campo, fotografías y la bibliografía utilizada permitió la realización del Análisis Geomorfológico, Bioclimático y de la Antropización, examinando su evolución y tendencias.

De este análisis y de la superposición de las distintas cartografías conseguidas se pasó a la identificación sobre el mapa de las Unidades Integrales del Paisaje que permiten el diagnóstico en base a la escalabilidad que necesitamos o la granularidad a la que seamos capaces de llegar: desde Unidades Superiores del Paisaje para el conjunto más amplio hasta las Unidades inferiores para los elementos más concretos cuya descripción pormenorizada ha sido posible y cuyas características lo hayan convertido en un eje fundamental para el diagnóstico del área de estudio.

II-3-3- Estructura general de la Investigación y Memoria

El Análisis del Paisaje es una parte importante de la Investigación pero es diferente de la estructura general de la investigación y de la escritura de esta memoria.

Para empezar, se realizó un Encuadre Epistemológico-paradigmático que situará nuestro trabajo en un lugar concreto del conjunto de la ciencia. A continuación, basándonos en este, se realiza el encuadre Técnico y Metodológico que nos proporcione las herramientas

concretas. Finalmente el encuadre geográfico y la delimitación del área de estudio hace que ya tengamos todos los ingredientes para comenzar la investigación propiamente dicha. A partir de la formulación de las hipótesis y preguntas tiene lugar el pistoletazo de salida del trabajo de investigación.

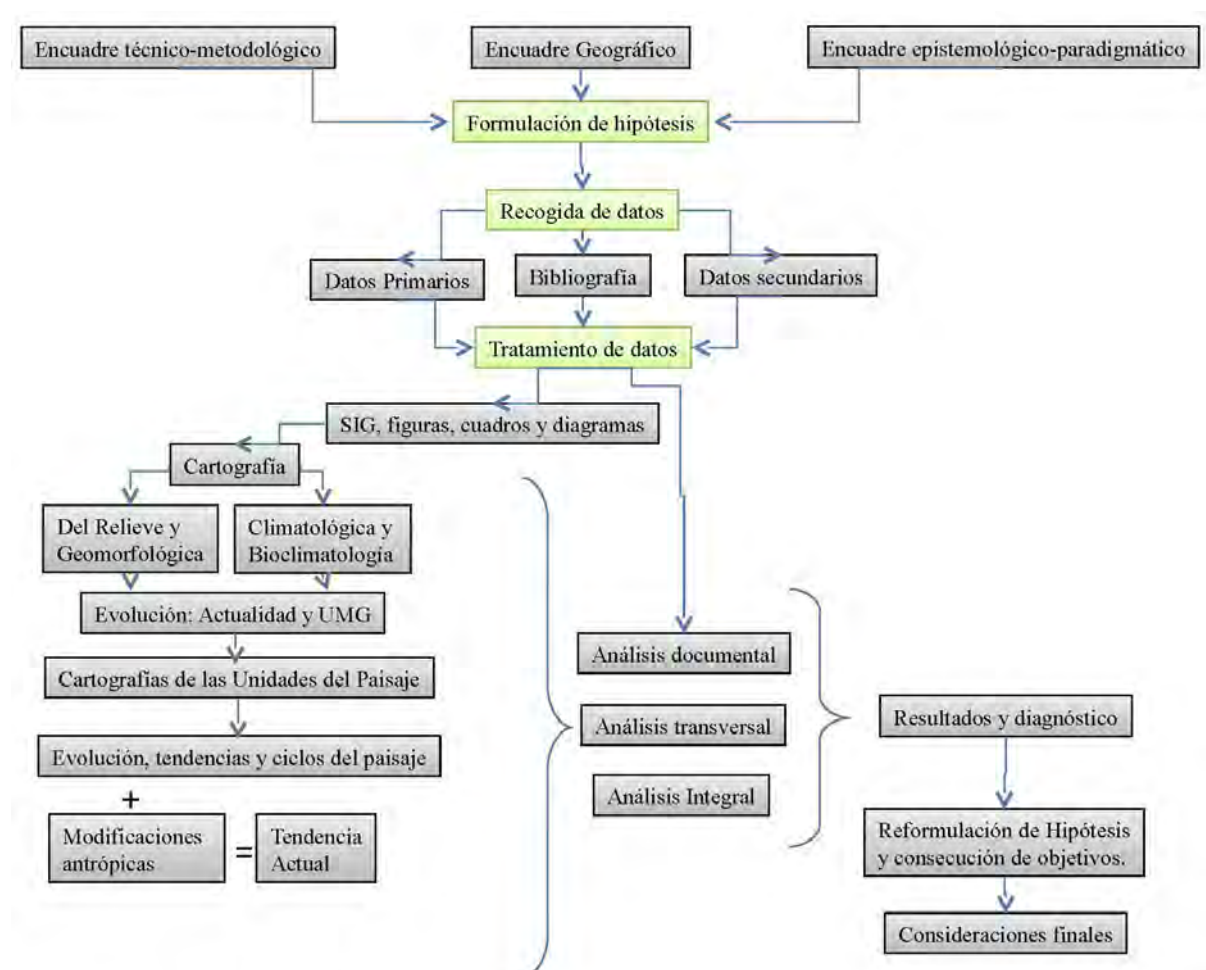


Fig. 16: Estructura general del Estudio

Comienza este con la inevitable recogida y recopilación de datos de diversas fuentes y formatos, clasificados en este caso en datos primarios, acumulados durante las campañas; datos secundarios proporcionados por otros actores y una pormenorizada bibliografía como cimientos investigativos. El tratamiento y cruce de estos datos supuso una parte muy dilatada de tiempo, tras lo cual quedaron listos para introducirse en un sistema de información geográfica (matriz de cálculo georreferenciada), figuras, cuadros y diagramas utilizables en el

análisis del paisaje. La cartografía y el material resultantes fue utilizado para la descripción del relieve y la geomorfología y su evolución a través del tiempo geológico -con un estudio fisiográfico y morfológico, así como una delimitación de la geomorfología climática-; para el estudio de la climatología y la bioclimatología asociada, tanto en la actualidad como en el Último Máximo Glacial -mediante mapas bioclimáticos, climáticos y fenológicos); y el análisis socioeconómico-ambiental que resulta en la actual tendencia antrópica. Una vez realizado este análisis y delimitadas las Unidades del Paisaje a distintas escalas se pudo pasar al examen de su evolución, de sus tendencias y ciclos como conjunto paisajístico.

Al mismo tiempo que se realizaba la fase cartográfica se llevaba a cabo una labor de realimentación de las bases, fundamentada en el análisis documental de los datos tratados, que eran reformulados en función de la evolución del estado del arte. El análisis documental apoyó firmemente a la integralidad y transversalidad surgida del conjunto del estudio.

II-3-4- Fase final y aportaciones

La fase de Resultados y Diagnóstico se vertebra en torno a las preguntas planteadas en los objetivos generales y particulares del estudio, es decir, entender los procesos que han derivado en la actual conformación del paisaje preandino oriental y definir si se pueden encontrar otras áreas con características similares que hayan tenido procesos parecidos. En este diagnóstico surgieron nuevas preguntas que retroalimentaron el procedimiento, reformulándose las hipótesis. En la fase de resultados se integraron los productos finales del estudio en el documento respondiendo a las preguntas que se realizaron como hipótesis. Se realizó una crítica sobre el trabajo final y la investigación y unos comentarios finales que expresan ideas generales acerca de los grandes problemas medioambientales y paisajísticos, no sólo del área de estudio, sino del conjunto de la Tierra.

III- Análisis Geomorfológico

La geomorfología, como descripción del relieve y los procesos que lo construyen, forma parte de la tríada fundamental en el estudio del Paisaje. Como hemos visto en la Introducción, los planteamientos sistemáticos son los que han ido ganando adeptos hasta la actualidad, pero los planteamientos puramente corológicos tienen también seguidores, fundamentalmente porque parecen explicar los hechos y permiten superponer cartografías (bioclimáticas, acción antrópica) para arrojar resultados corológicos enmarcados, delimitados y comparativos. La integralidad metodológica ofrece planteamientos transversales y metodologías adecuadas. Por ejemplo, las interacciones equilibradas de los potenciales abióticos, las explotaciones bióticas y la acción antrópica en el espacio (Muñoz Jiménez, J. 2003), (Bertrand, G.1968) dan lugar al paisaje, al mismo modo que son los elementos y agentes principales de la Bioclimatología y la Geomorfología. Es por ello que la caracterización geomorfológica debe abordarse desde distintos puntos de vista y metodologías.

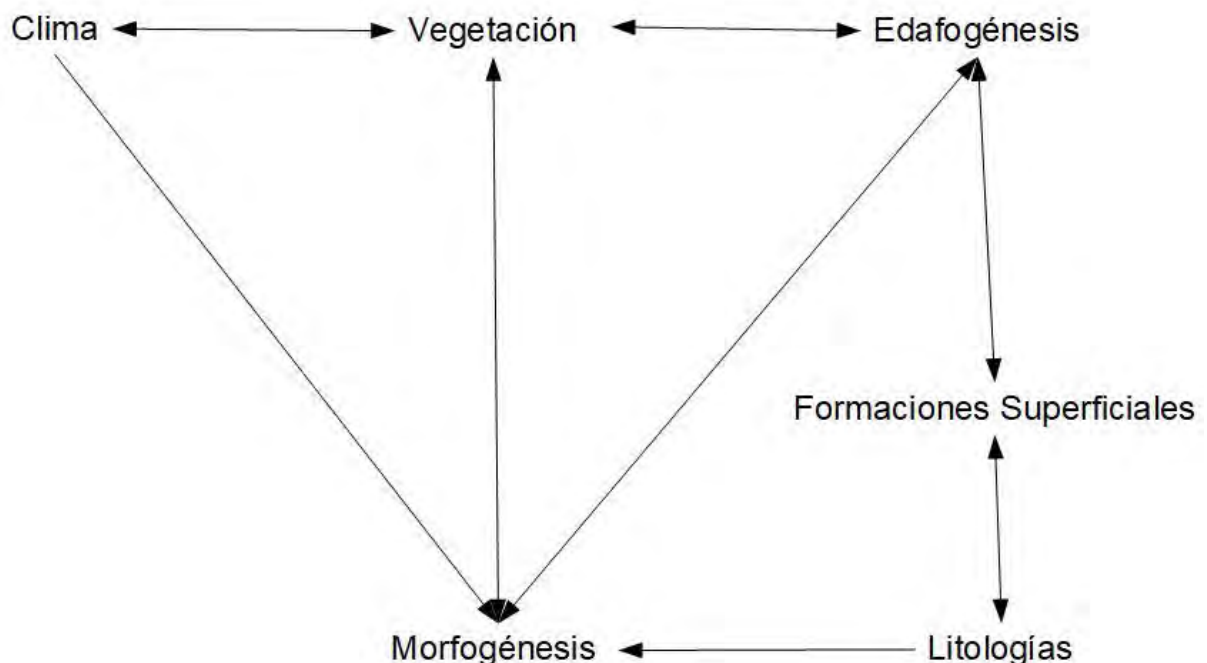


Fig. 17: Mecanismos morfoclimáticos (Tricart, J. 1981)

Los Mecanismos morfoclimáticos (Fig. 17) y bioclimáticos actúan durante períodos de tiempo muy largos. Los morfoclimas dominantes pueden variar debido a modificaciones climáticas a largo plazo, pero sus efectos pueden notarse a medio plazo (aridificación del Sáhara) o a corto plazo (en especial en la dinámica de laderas y la morfogénesis fluvial) (Muñoz Jiménez, J. 1993). Las formas del relieve observables se originaron no más allá del Neógeno. Por ello cuando hablemos de “Precuatrnario” en Geomorfología o Bioclimatología este resulta el límite por el cual el pasado tiene influencia en el presente. Los procesos Geomorfológicos derivados del actual clima terrestre están enmarcados en la presente fase glacial, cuyo inicio se remonta a 2,58MaAP (el comienzo del Pleistoceno). Si queremos analizar las formas del relieve correspondientes a nuestro actual período glacial, nos remontaremos al Pleistoceno Superior y el comienzo de la glaciación llamada Würm (o Wisconsin o Mérida para las Américas)(126KaAP). Cuando nuestro objetivo sea acercarnos más al presente deberemos analizar los últimos 11.700 años, que son los que corresponden al Holoceno y el actual período interglacial. Sin embargo, existen procesos morfogénéticos que pueden registrarse a escala muy pequeña y en períodos cercanos de tiempo. Los procesos por los cuales el clima varía están siendo profusamente estudiados en la actualidad. Hay que tener en cuenta que los datos disponibles de observaciones directas no tienen más de 150 años en el mejor de los casos y que para el resto del tiempo nos basaremos en mediciones indirectas y sujetas a fallos metodológicos y técnicos.

III-1- Encuadre Tectónico y Geológico

El actual continente suramericano cubre casi $18 \times 10^6 \text{Km}^2$, lo que comprende el 12% de la superficie terrestre actual de la Tierra. Se extiende a lo largo de aproximadamente 70° de latitud y 8.000km de Norte a Sur. El alzamiento principal de los Andes comenzó en el límite Oligoceno-Mioceno. A lo largo del Neógeno se ha producido la compresión Andina, alcanzando hace 4MaAP la actual configuración y altitud. El levantamiento de la Cordillera de los Andes pudo producirse en primer término como consecuencia de la creación de un orógeno de borde activo al final del Cretácico. Las variaciones climáticas producidas durante el Cenozoico, especialmente en el Neógeno y Cuaternario pudieron intervenir en el aceleramiento de la Orogenia Andina (Orme, A.R. 2007a).

En cuanto a las características estructurales, los Andes se dividen en tres segmentos diferenciados (Orme, A.R. 2007a), (Orme, A.R. 2007b) (Fig. 18):

- 2.000 km de los Andes del Norte, con tendencia NNE-SSW desde 12°N hasta 5°S , que son objeto de estudio de la presente tesis.
- 5.200 km de longitud de los Andes centrales que comprenden los 2.000 km de longitud de los Andes centrales septentrionales, desde la curva de Huancabamba al Golfo de Peñas a 46°S .
- 1.300 km de longitud de los Andes meridionales, desde los 46°S hasta los 56°S , en Tierra del Fuego.

A lo largo del actual margen occidental de la placa suramericana, la corteza oceánica que forma la placa de Nazca va desapareciendo a medida que subduce hacia el manto acompañada por actividad magmática y sísmica (Orme, A.R. 2007a).

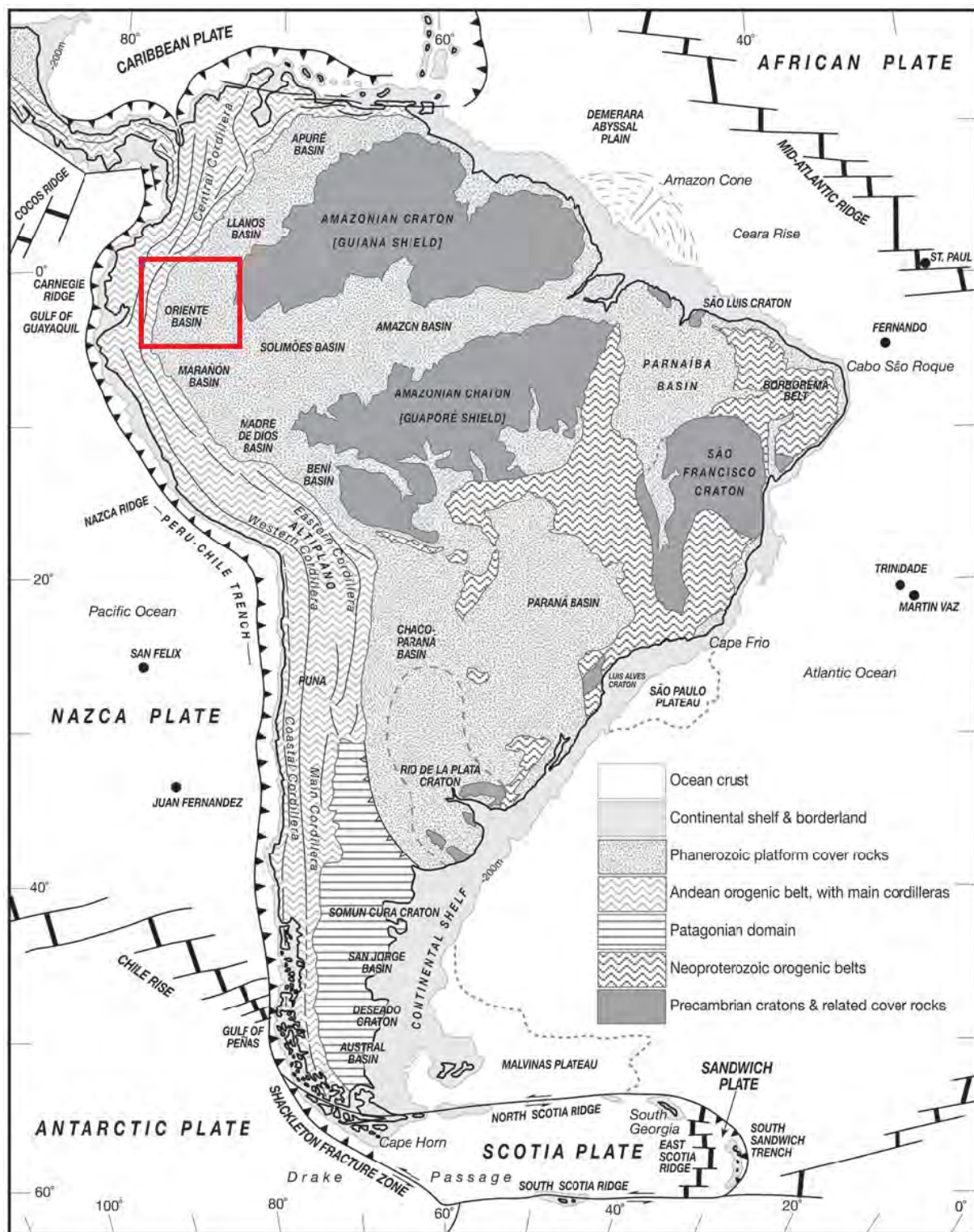


Fig. 18: Caracterización Estructural de Suramérica. El rectángulo rojo indica la localización del área de estudio. (Orme, A.R. 2007).

La placa continental suramericana es un conglomerado de acreciones mesozoicas y cenozoicas, tanto en forma de sedimentos como en la de orógenos de borde, que circundan y subyacen a plataformas paleozoicas y a cratones precámbricos cristalinos y estables. Como muchas otras macrorregiones, el continente suramericano se conforma por una superposición de materiales. La parte más antigua está compuesta por los cratones precámbricos que forman parte de la corteza continental más antigua. Estos escudos están rodeados por cinturones orogénicos proterozoicos tempranos, extremadamente estables. La primera orogenia reconocible es la Orogenia precámbrica Grenvilliana fechada en 1,3-1GaAP. El margen occidental del Cratón Amazónico está enterrado bajo una gruesa secuencia sedimentaria Fanerozoica y los datos sísmicos indican que las tendencias estructurales en el basamento son similares a la forma de las cuencas sedimentarias posteriores (Hoorn, C. et al.2010)

El Cinturón de Grenvillian puede encontrarse en los márgenes Suroeste y Oeste del Cratón Amazónico. Los cinturones Grenvillianos evidencian que el margen occidental del Cratón Amazónico fue afectado por la colisión de Gondwana con Laurentia que condujo a la formación de Pangea. Existen restos precámbricos incorporados al Orógeno Andino. Este Cratón Amazónico continúa hacia el Oeste por debajo de la cobertura Subandina. El desagüe de la Amazonía occidental se sustenta en la corteza continental que subyace (Kroonenberg, S.B. & Roever, W.F.E. 2010). El Cratón Amazónico forma el núcleo más antiguo del continente suramericano. Se encuentra dividido por el eje principal de la Cuenca Amazónica en dos partes, el Macizo de las Guayanas en el Norte y el Escudo Centro Brasileño en el Sur. Del cratón se han producido la mayor parte de los sedimentos de las cuencas sedimentarias intra y pericratónicas, en contraposición al orógeno y su masiva aportación a partir de final del Paleógeno. El Cratón Amazónico tiene gran importancia en los sistemas fluviales mesozoicos y cenozoicos. Los plutones cristalinos que se encuentran hoy día en en los Andes a gran altitud constituyeron la fuente de suministro de sedimentos para los sistemas fluviales durante la mayor parte de la historia geológica de Suramérica. No se conocen las formas de estos sistemas deposicionales paleozoicos debido a la dificultad de realizar estudios de estratigrafía profunda en la Amazonía (Hoorn, C. et al.2010). El canal central y más profundo de la cuenca tiene hasta 5000m de sedimentos de cubierta sedimentaria del Mesozoico y el

Cenozoico. La forma y antigüedad de la plataforma paleozoica permite el registro sedimentario mesozoico y cenozoico de la Amazonía y las cuencas aledañas. El hundimiento tectónico de las plataformas produjo un espacio que se rellenó sucesivamente de transgresiones marinas y depósitos sedimentarios procedentes del orógeno (Stern, C. 2004), (Ribeiro Wanderley-Filho, J. et al. 2010). La plataforma continental suramericana se extiende por los márgenes oceánicos. Al occidente el borde continental flota y provoca la subducción pacífica. El margen oriental se extiende en el Océano Atlántico, permitiendo la observación de los materiales sedimentarios de la Cuenca Amazónica en el megaabanico submarino de esta. Al Norte la plataforma es subsumida en el caos de rifts, cabalgamientos y rupturas del Istmo de Panamá. Al Sur el Orógeno Andino se sumerge poco a poco hasta derivar en el rastro del arco orogénico de los Antartandes. La placa ha sufrido variaciones isostáticas frecuentes durante el Mesozoico y Cenozoico y las transgresiones marinas resultantes, junto con el fallamiento de las plataformas tienen gran importancia en el registro sedimentario, especialmente en lo relativo a la creación de trampas petrolíferas (Barragán, R. et al. 2004).

La placa continental que contiene los cratones suramericanos comenzó su individualización con la fragmentación de Pangea en 150MaAP y comenzó definitivamente su andadura en solitario en 100MaAP. Aproximadamente en 140MaAP el supercontinente Gondwana, formado por África y Suramérica, continuó su fragmentación mientras que el Océano Atlántico se abría en un rift. En el margen occidental de la placa suramericana pudo generarse un arco isla que posteriormente quedaría paralizado y borrado al producirse el proceso de subducción con la Placa de Nazca y la correspondiente orogénesis (Scotese, C.R. 2016), (Orme, A.R. 2007a).

El Cenozoico suramericano se caracteriza entonces por la existencia de América del Sur como continente en solitario, lo cual sólo ha cambiado hace unos 3MaAP, con el cierre del Istmo de Panamá. Esto tiene una importancia bioclimática capital para el desarrollo cuaternario del continente.

Los Andes son un ejemplo de una cadena montañosa elevada por subducción de placas, magmatismo y ajuste isostático. Se caracterizan por una actividad tectónica con intensos y frecuentes episodios volcánicos y sísmicos, donde las cuencas reciben fuertes procesos de

erosión y deposición relacionados con el levantamiento de los Andes (Laraque, A. et al. 2006). Forman parte del conocido como “Anillo de Fuego del Pacífico”.

La formación de la cordillera se ha subdividido en cuatro etapas principales (Ramos, V.A. & Alemán, A. 2000):

- Período de acreción y orogénesis en el margen protoandino de Gondwana durante el Proterozoico y el Paleozoico temprano (540MaAP).
- Período de acumulación en el Paleozoico tardío (260MaAP), con una subducción episódica y orogénesis durante la formación de Pangea.
- Extensión de la corteza a lo largo del margen protoandino durante la ruptura de Pangea, interrumpida por la colisión de arcos islas y la consolidación cratónica (150-100MaAP).
- Orogenia Andina propiamente dicha en el Cenozoico debida a la subducción oceánica bajo la placa suramericana. Cierre de las vías marítimas transandinas restantes en Venezuela, Ecuador y la Patagonia.

La Orogenia Andina que comenzó a finales del Mesozoico ha alcanzado su punto máximo durante el levantamiento masivo de los últimos 30Ma. Su magnitud y ritmo han variado de Norte a Sur. El vulcanismo Andino se encuentra ligado al ángulo en el que las placas oceánicas han subducido bajo el continente, por lo que existen regiones con vulcanismo activo, regiones sin trazas de vulcanismo y regiones con vulcanismo extinto. El vulcanismo más extenso ocurre donde estas subducen a 25-30°. En contraste, las brechas volcánicas ocurren donde la subducción se produce con mayor suavidad y un ángulo más llano. Se puede decir que la subducción acusada, rápida, lubricada y con la superficie subducente rugosa anima a la generación de magma en el manto (Stern, C. R. 2004), (Orme, A.R. 2007 a). Los Andes del Norte forman un subdominio tectónico singular que combina una corteza continental deformada, los elementos oceánicos acumulados y emergidos por un arco isla Jurásico- Cretácico, el magmatismo y fallas deslizantes de la Cordillera Oriental del Ecuador y el flanco de esta cordillera por volcanes activos.

La placa caribeña y los elementos volcánicos que se pueden encontrar al Oeste de Colombia y Ecuador son remanentes de una o más acreciones oceánicas producidas en el Cretácico tardío

(90MaAP). Los vínculos espaciales entre el tectonismo del pasado y las características actuales del relieve se reflejan en la distribución de los diferentes tipos de rocas dentro del continente. Los Andes son una amalgama de orógenos y acreciones sedimentarias y volcánicas acaecidas durante todo el eón Fanerozóico, cuya elevación actual refleja el levantamiento masivo del Cenozoico tardío (Orme, A.R. 2007 a).

El Arco de Fitzcarrald es un elemento geomorfológico importante de unos 400.000 km² en el paisaje de la cuenca de drenaje del Amazonas, que divide la cuenca del Norte de la Amazonía de la cuenca del Sur. Existen diversas hipótesis para el levantamiento del arco de Fitzcarrald: una expresión superficial de heterogeneidades paleozoicas heredadas, geometría simple de megaconos o un régimen de tensiones relativamente más alto por encima de una zona de subducción. La elevación del Arco de Fitzcarrald fue causada por el ángulo en la subducción de la placa de la cresta asísmica de Nazca por debajo del Norte de Sudamérica con una antigüedad no mayor que el Plioceno. En nuestro caso la Dorsal de Carnegie subduce de forma similar, pero no ha generado una elevación importante. El depósito Mesa-Mera produce un abanico aluvial de grandes dimensiones y la dinámica fluvial inscrita se encuentra dirigida por las fallas y el sistema horst-graben oculto bajo el sedimento (Bernal Carrera, I.C. 2009), conformándose un depocentro activo desde los primeros compases de la formación de los Andes (Baby, P. et al. (Eds.) 2004). La dorsal de Carnegie es la estela producida por el punto Caliente de las Galápagos en la Placa de Nazca durante su movimiento sobre el mismo (Orme, A.R. 2007b).

La dorsal de Carnegie ha sido considerada el elemento modelador circunstancial de los Andes del Norte. Esta dorsal es la estela dejada por el punto caliente de las Galápagos sobre la corteza oceánica de la placa de Nazca y ha tenido una importancia capital en el vulcanismo, la sismicidad y las interacciones interplaca en los Andes del Norte. Su intrusión se han extendido con este sentido desde al menos 2MaAP, incluyendo así la práctica totalidad del Cuaternario (Gutscher M.A. et al. 1999), aunque ha podido variar ligeramente su rumbo. El ángulo con el que la dorsal de Carnegie subduce viene determinado por sus características cristalinas con respecto a su vecindad oceánica. Sin duda, tiende a flotar y elevarse más que sus alrededores, arrastrando con ella el sedimento hidratado del borde continental hacia el manto y generando vulcanismo en los Andes del Norte (Collot, J-Y. et al.(Eds.) 2009). La

posición de la dorsal subducida y el vulcanismo activo en los Andes del Norte tienen una relación evidente. La composición volcánica de algunas de las montañas al Sur de 2°S de este vulcanismo activo sugiere un cambio de rumbo de la subducción de la dorsal en el Mioceno-Plioceno.

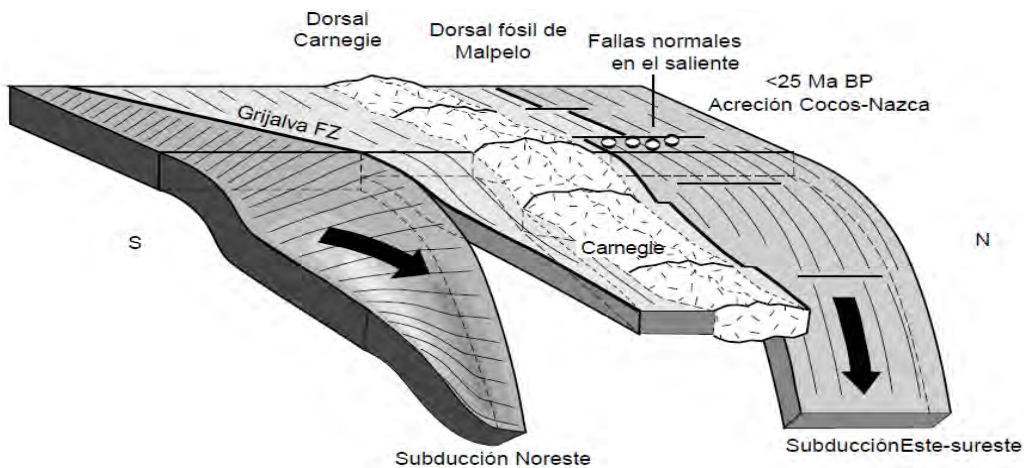


Fig. 19: Dorsal de Carnegie subduciendo en los Andes Ecuatoriales. Gráfico del corte de la dorsal subduciendo. Modificado de M.-A. Gutscher et al. /Earth and Planetary Science Letters 168 (1999) 255-270.

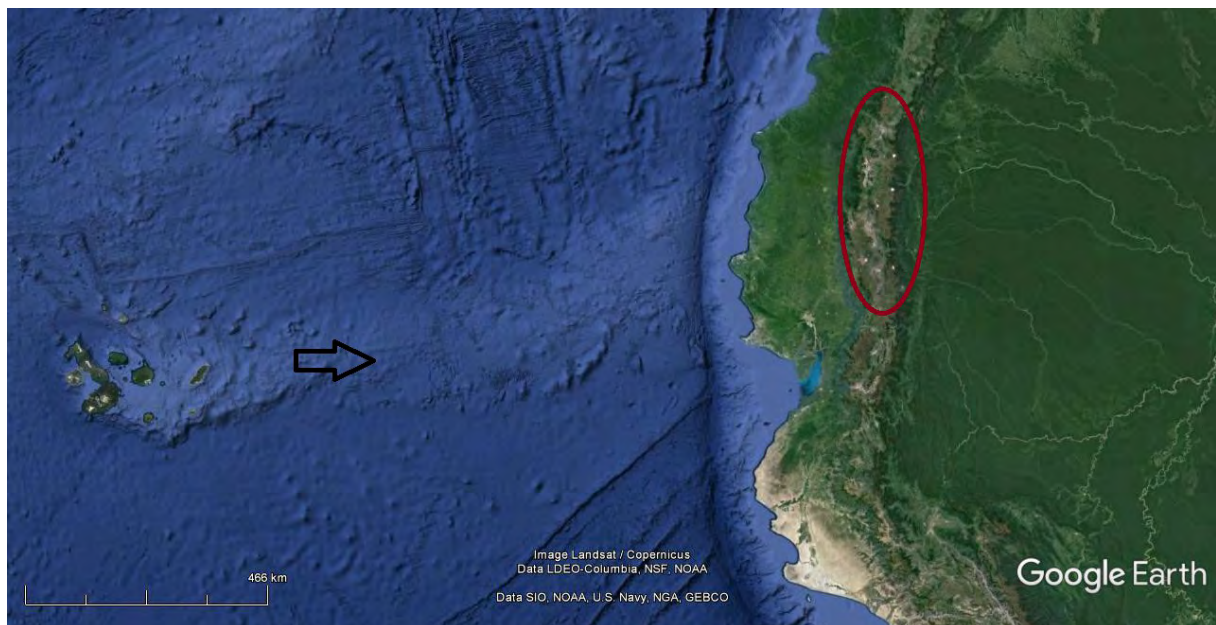


Fig. 20: Dorsal de Carnegie subduciendo en Suramérica (flecha negra) y zona volcánica asociada (en rojo). La estela dejada por el punto caliente de las Galápagos sobre la corteza oceánica subduce en el continente como la dorsal de Carnegie Imagen de Google Earth.

La región Andina Ecuatorial se caracteriza por grandes edificios volcánicos de muy diferentes edades y enormes cubiertas sedimentarias asociadas. En dirección Sur desde los Andes en Colombia (Nudo de los Pastos) la cordillera forma dos cadenas montañosas casi paralelas, Oriental y Occidental, hasta 3°S, que recorren unos 600 Km formando una franja bastante estrecha (150-180Km de ancho) (Clapperton, C.M. 1993a). Las dos ramas de los Andes Ecuatorianos no están definidas como cadenas separadas, sino que dan lugar a una serie de valles interandinos por encima de los 2000msnm. La región meridional a partir del Valle de Paute-Cuenca-Girón en los Andes Ecuatorianos reduce su altitud y es raro encontrar áreas por encima de los 4000msnm (Josse, C. et al. 2011). La vertiente oriental se encuentra disectada por los elementos fluviales que salen a la gran Llanura Amazónica. Esta llanura se compone de varias formaciones y elementos mega geomorfológicos, entre los que destaca el megacono aluvial del Pastaza y las formaciones sedimentológicas precuaternarias, así como elementos geomorfológicos de carácter predominantemente fluvial y de ladera.

Las prominencias más elevadas -y la práctica totalidad de ellas en la región- son de carácter volcánico. La multitud (más de 80) de edificios volcánicos han generado durante el Cenozoico, y principalmente desde el Neógeno y Cuaternario, material sedimentario tanto en forma de depósitos vulcanísticos primarios (cenizas, lapilli, tefra, lava, etc.) como secundarios, casi siempre en forma de *debris flow* y *mud flow*, estacionales, provocados por la dinámica de laderas o en forma de lahares. Tanto los glaciares como las nubes piroclásticas y otros eventos geomorfológicos han arrastrado material y sus marcas son evidentes en toda la zona ecuatorial Andina (Hall, M. L.1977).

Los sedimentos de las tierras bajas tienen edades muy distintas. Hasta finales del Neógeno, el sedimento era depositado lentamente en cuencas que fluían hacia el Oeste. La orogenia Andina obstruyó este desagüe y el sistema de drenaje tendió al Norte. La mayor parte de la cuenca siguió rellenándose como una cuenca de antepaís (Baby, P. et al. (Eds.) 2004) hasta su colmatación en el Mioceno. Hasta bien entrado el Pleistoceno, e incluso en los interglaciares más intensos, esta cuenca puede haber quedado como un lago poco profundo de agua dulce, en un sistema de megahumedal intermitente, especialmente en el Mioceno. Los depósitos de valle consisten fundamentalmente de arcillas y aterrazamientos con sedimentos heterométricos aluviales de planicie de inundación cuaternarios (Furley, P.A. 2007).

Los depósitos más cercanos al orógeno andino se componen de material volcánico y

productos movilizados desde la altiplanicie. Estos elementos son removidos por la intensidad y torrencialidad de las precipitaciones, tanto más intensamente cuanto mayores han sido las temperaturas y la cantidad de las precipitaciones (como veremos en próximos capítulos). La carga de los flujos genera una importante erosión en las incisiones fluviales, generando un depocentro de los mismos en la conocida como Formación Mera, y más ampliamente, en el megacono del Pastaza (Bernal Carrera, I.C. 2009), (Hoorn, C. et al. 2017).

La evolución Cenozoica de las formas del relieve de la cuenca Amazónica está dirigida por la sedimentación y remoción de material en un entorno geomorfológico fluvial y de llanura de inundación. El relieve es tanto más suave y menos ondulado cuanto más nos dirigimos al Este, con formas fluviales sedimentarias y acumulativas muy jóvenes (Roddaz, M. et al. 2010).

A continuación se representa la evolución del Norte de Suramérica modificado de Hoorn, C. y Wesselingh F.P. (eds) 2010.

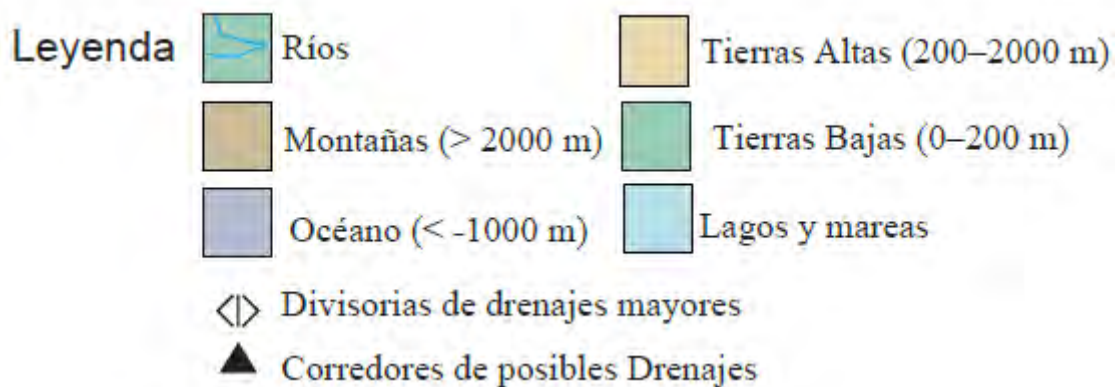


Fig. 21: Leyenda evolutiva



Fig. 22: El Eoceno Temprano vio la elevación de la Cordillera Central (Andes Centrales y Septentrionales). El Río troncal subandino tenía un sentido de Sur a Norte. Se produjeron grandes humedales de tipo pantanal en Bolivia. Importante divisoria de drenaje en la Amazonía Oriental. Desplazamiento hacia el norte Drenaje Paraná y Amazonía. Escudos estables. Diversificación de la Selva en los Andes del Norte.

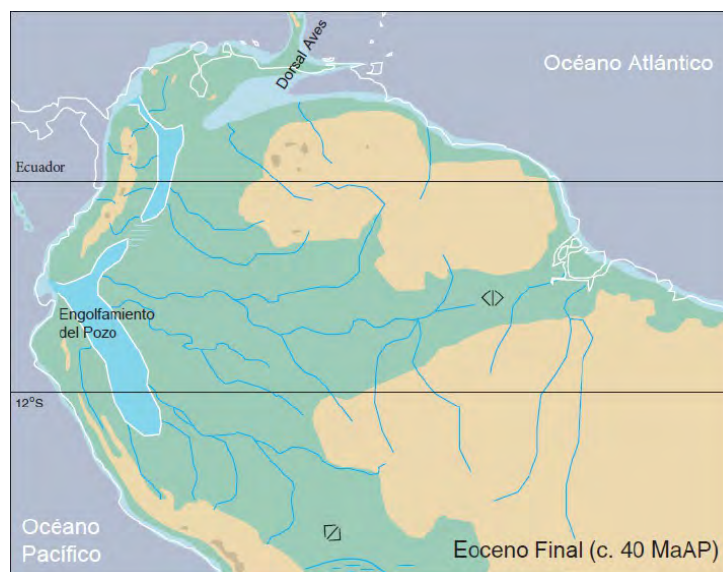


Fig. 23: Eoceno Final. La elevación de los Andes Centrales y del Norte coincide con incursiones marinas en el Oeste, Noroeste y Norte. Dorsal Aves entre el Norte y Suramérica. Plataformas a lo largo de las costas septentrionales de América del Sur y divisoria de drenaje principal en la Amazonía oriental. Escudos estables, resistencia al intemperismo. Selva superdiversa en los Andes del Norte.

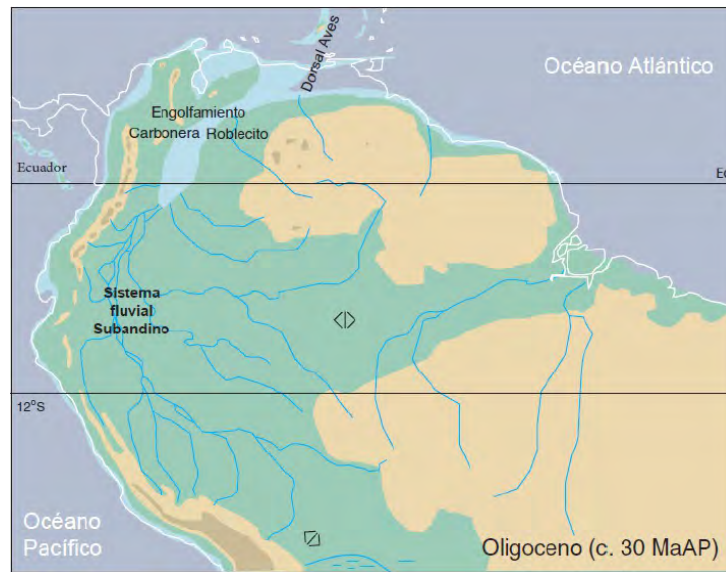


Fig. 24: En el **Oligoceno** se produce la franca elevación de la Cordillera Central (Andes Centrales y del Norte). Inicia el levantamiento de la Cordillera Oriental (Andes del Norte). Corredor de tierras bajas de la Amazonía Occidental - Clima tropical húmedo con intensa estación seca en el oeste de la Amazonía Sentido Sur-norte del río troncal subandino. Plataformas a lo largo de las costas septentrionales América del Sur Divisoria de drenaje importante en el centro-Este de la Amazonía. Escudos estables, algo de denudación. Diversidad Intermedia en las Selvas de los Andes del Norte. Diversidad en los tetrápodos de la Amazonía occidental.

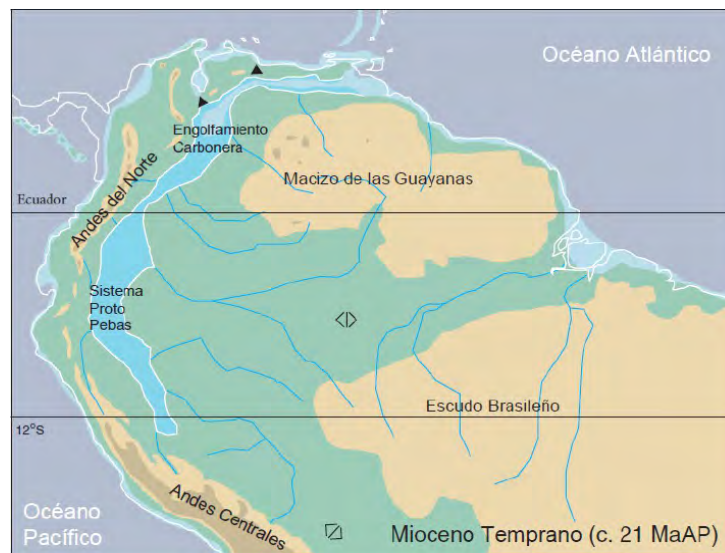


Fig. 25: En el **Mioceno Temprano** se produce la elevación de los Andes Centrales. Levantamiento localizado de la Cordillera Oriental (Andes del Norte). Empozamiento de cuencas terrestres. Inicio del sistema de humedales de Pebas. Clima monzónico moderno en la Amazonía. Conexiones marítimas Amazonía. Llanos-Este de Venezuela. Plataformas a lo largo de las costas del Norte y el Noreste de América del Sur. Divisoria de drenaje principal en el centro-Este de la Amazonía. Escudos estables, resistencia a la meteorización. Diversidad Intermedia en las selvas Noroccidentales de la Amazonía. Amplia radiación evolutiva en los invertebrados del sistema Pebas.

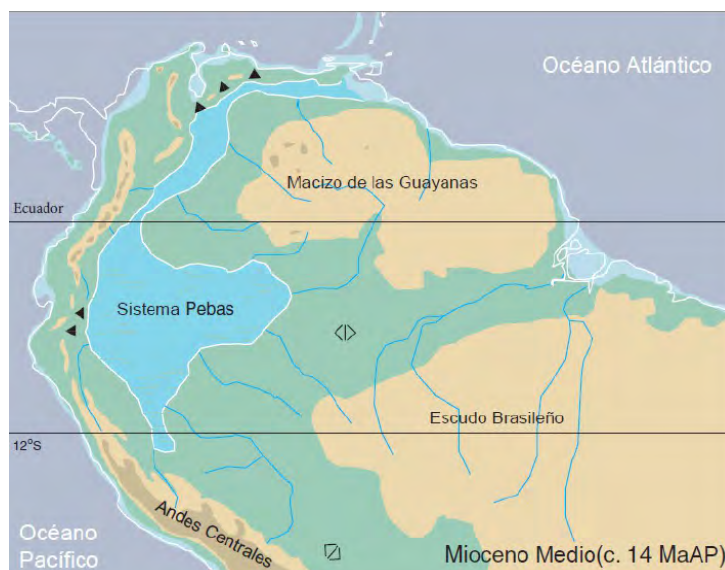


Fig. 26: En el Mioceno Medio continua el levantamiento de los Andes Centrales y del Sur en el Mioceno Medio. Mega humedal Pebas y vertebrados terrestres y acuáticos muy diversos en la Amazonía occidental. Clima monzónico moderno en la Amazonía. Conexiones marítimas Amazonia-Llanos-Este de Venezuela. Plataformas a lo largo de las costas norte y noreste de Suramérica. Divisoria de drenaje principal en el centro-Este de la Amazonía. Escudos estables, resistencia al intemperismo. Diversos bosques lluviosos en el noroeste de la Amazonía. Bosque pluvial y sabanas diversas intermedias Cordillera Oriental. Radiación evolutiva de invertebrados en el Mega humedal Pebas.

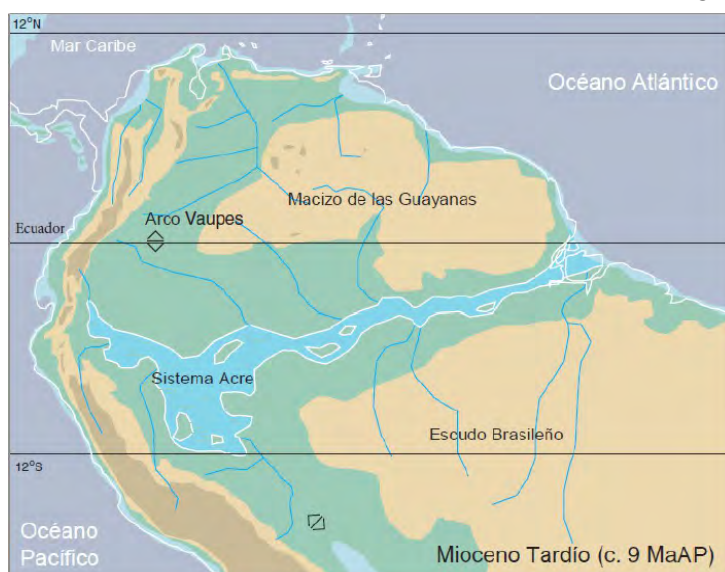


Fig. 27: En el Mioceno Tardío se produce la elevación acelerada de los Andes Centrales y la Cordillera Oriental y Mérida (Andes del Norte). Fragmentación de los sistemas de drenaje de los Andes del Norte. Levantamiento del Arco de Vaupés, inicio de la división Orinoco-Amazonas. Sistema de drenaje transcontinental del Amazonas y del Megacono Amazónico submarino. Mega humedal fluvio-mareal de Acre en la Amazonía occidental. Terminación de las plataformas a lo largo de la costa noreste de Suramérica. Zonas de escudos estables ante el intemperismo. Diversidad en los bosques lluviosos de la Amazonía occidental. Diversificación de los bosques subandinos. Megafauna acuáticas y terrestre diversa en la Amazonía occidental. Extinción de la fauna invertebrada endémica en la Amazonía occidental.

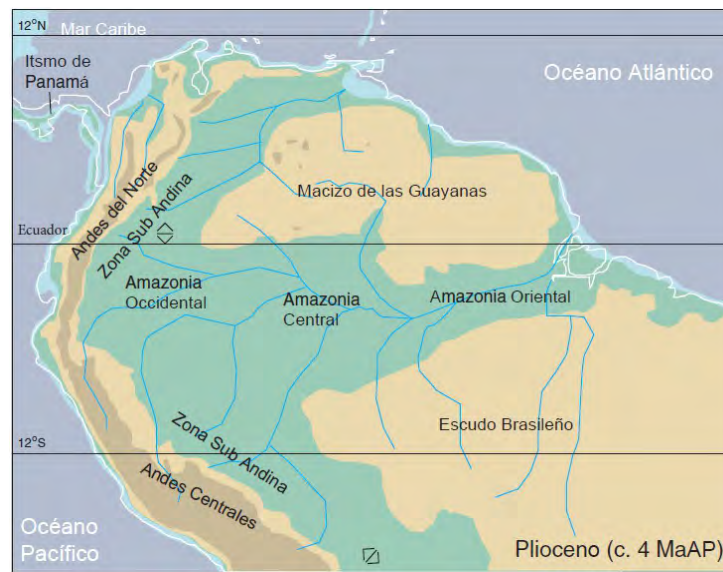


Fig. 28: En el Plioceno empiezan a hacerse evidentes las forzamientos que darán lugar al cambio climático. Comienzan las Glaciaciones Andinas - Denudación Andina incrementada. Sedimentación aumentada en el Megacono Submarino Amazónico - Progradación de la Planicie costera de Guyana. Ciclo de Irión. Sabanización periférica episódica Amazónica. Selva permanente en la Amazonía Central y Occidental. Cambios en la Composición de la Selva. Diversificación de la flora del Páramo en los Andes del Norte



Fig. 29: En el Cuaternario se establecen como tal la mayoría de los paisajes Amazónico Andinos. Cierre del Istmo de Panamá (3,5MaAP). Fuerte levantamiento de los Andes. Desarrollo del sistema fluvial Amazónico. Sedimentación incrementada en el Megacono Submarino Amazónico. Relieve dinámico fluvial en la Amazonía Occidental. Nutrientes sedimentarios andinos extendidos en la Amazonía Oriental. Progradación de la llanura costera de las Guayanas. Aridificación del área costera venezolana. Escudos estables, resistencia a la meteorización. Selvas diversas en Amazonía Occidental. Desarrollo inicial de la Vegetación del páramo - Inicio del Gran Intercambio Americano. Inicio de extinción de la Megafauna - Desaparición biota amazónica en el norte de Venezuela.

Mapa Geológico

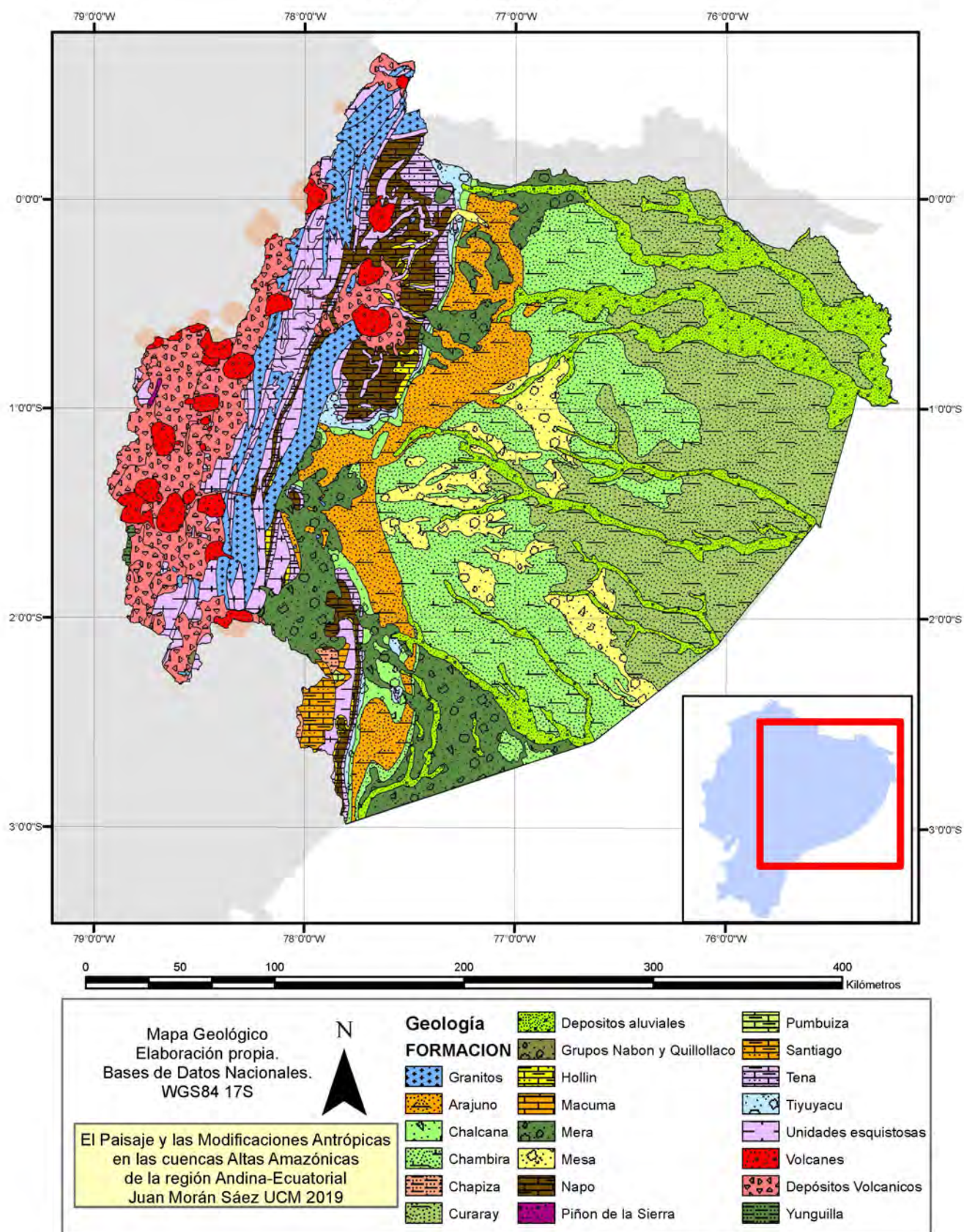


Fig. 30: Mapa Geológico del Ecuador

III-1-1- La Cordillera Andina: tectónica, vulcanismo y glaciario

Los procesos constructivos de los Andes ecuatoriales son la orogénesis tectónica y el vulcanismo, que generan material y levantan las formas del relieve generando un diferencial gravitatorio, como procesos constructivos; la acción de los agentes erosivos sobre los Andes y las laderas, con el agua como principal agente morfogenético destructivo; y el transporte y sedimentación de los materiales en la llanura por la dinámica fluvial.

La cordillera Andina Oriental en Ecuador se compone de un macizo paleozoico brechado y levantado, festoneado por una diversidad de elementos plutónicos precámbricos. Sobre ellos se han acrecionado varias plataformas sedimentarias mesozoicas que buzan y surgen produciendo sinclinales. El conjunto se halla cubierto por un conjunto abigarrado de volcanes fundamentalmente neógenos y cuaternarios, cuyos paquetes sedimentarios han transformado profundamente la morfología de la sierra. Estos volcanes son el elemento más característico de los Andes Ecuatoriales. Al oriente de los mismos existe una cadena subsidiaria, conocida como Subandes, Preandes o Escalón Andino, que se compone fundamentalmente de rocas terciarias (cretácicas) acrecionadas, buzadas en sinclinal al macizo paleozoico. Esta cordillera secundaria está fragmentada y oculta por la salida de la Cuenca del Pastaza en 1° y 2° S, separándola en el elemento Norte, conocido como Levantamiento Napo y el Sur, la Cordillera del Cutucú. De estas, la Napo tiene componente volcánico asociado, no así la Sur (Stern, C.2004).

Durante todo el Pleistoceno se han producido continuas erupciones de mayor o menor entidad. El material volcánico corta y arrastra los sedimentos, bien de forma primaria, con coladas de lava, bien de forma secundaria, mediante procesos hidrogeomorfológicos y la desestabilización de las laderas. La presencia de glaciares a muy bajas altitudes durante la mayor parte del Cuaternario es un elemento muy a tener en cuenta cuando se concibe este vulcanismo y sus consecuencias geomorfológicas, ya que el actual Holoceno es una excepción cálida dentro de un Cuaternario glacial. La erupción actual del Cotopaxi es un ejemplo de la

persistencia y sincronía de este vulcanismo, que pone en riesgo a la población debido principalmente a la ceniza y los lahares. Los lahares son extremadamente frecuentes y se producen en la práctica totalidad de las erupciones conocidas en Ecuador. Los lahares suponen los eventos más peligrosos por su frecuencia, ubicuidad y letalidad. Algunos de los volcanes más activos son monitoreados, pero no existe forma alguna de establecer un control total sobre los fenómenos relacionados con el vulcanismo en Ecuador.



Fig. 31: Volcanes Reventador -en primer término, en erupción- y Cayambe desde la ciudad Amazónica de El Coca. Foto: Natalia Salazar



Fig. 32: Volcanes Sumaco -en primer término- y Antisana desde la Ciudad Amazónica de El Coca. Foto: Natalia Salazar.

De los 86 volcanes reconocidos de Ecuador, 20 han tenido ciclos volcánicos frecuentes o muy frecuentes en los últimos 500 años (Hall, M.L. 1977). Cuatro de ellos (Chimborazo, Cotopaxi, Tungurahua y Sangay) son activos e importantes por encontrarse al borde de la Cuenca del Pastaza, pero existen otros muchos con drenajes a la misma (Reventador, Sumaco, Yanaurco, Antisana, Pan de Azúcar, etc), e incluso algunos que no tienen un drenaje directo podrían aportar sedimentos en forma de cenizas y lapilli y otros piroclastos (Mothes, P. (Coord.) 1991), (Hall, M. & Beate, B. 1991). Tanto el Chimborazo como el Cotopaxi han generado dos de los mayores eventos holocenos en forma de gigantescos depósitos piroclásticos y lahares de magnitud regional. Además de los depósitos laháricos, los volcanes generan ceniza. Los depósitos de ceniza cubren la práctica totalidad del Ecuador. Al contrario que los eventos laháricos, que se encajan en los valles y de los que resulta predecible su comportamiento, la ceniza no es predecible. Incluso una erupción pequeña puede cubrir el cielo durante semanas. 1 mm de ceniza en la superficie es suficiente para arruinar las cosechas y provocar la muerte del ganado. Las molestias y enfermedades respiratorias se vuelven frecuentes incluso con concentraciones inapreciables. Las cenizas son materiales anhidríticos que se pegan a cualquier superficie húmeda y se cementan, incluso a muchos kilómetros de su fuente. Puede que el material en suspensión no sea tan espectacular como los fenómenos laháricos o las avalanchas de escombros, pero suponen la mayor parte del material piroclástico que se convierte en sedimento transportable. El estudio de los depósitos de cenizas es un tema apasionante que merecería una tesis por sí mismo. En Ecuador los estudios relacionados tienen que ver con geología descriptiva y análisis del aprovechamiento de áridos o usos del suelo. Las turberas en el páramo son sitios muy favorables para el registro y preservación de capas de ceniza generadas tanto por fuentes distales como proximales (Santamaría, S. et al. 2017) y deberían tomarse muy en cuenta para intentar resolver el puzzle de la cronología eruptiva del Ecuador continental.

Los volcanes andinos ecuatoriales, en especial el Tungurahua, Altar, Cotopaxi, y Chimborazo han desestabilizado sus laderas en varios momentos del Pleistoceno superior y el Holoceno (Andrade, D. et al. 2005), (Ordóñez, J. et al. 2013), (Hall, M. L.1977), (IGENP, 2018), (Mothes, P.A. et al. 1997), (Baby, P. et al. 2004), produciendo depósitos de escombros y barro, lahares y megaavalanchas con colapsos parciales a lo largo de todo el Pleistoceno.

Estos colapsos han producido algunos de los depósitos laháricos más impresionantes de la Tierra. Se puede establecer relación sincrónica entre la disminución-aumento de los glaciares pleistocenos y la desestabilización de laderas a megaescala, como es el caso de los depósitos de escombros del complejo volcánico Chimborazo (Alcaraz, S. et al. 2003), pero también del Cotopaxi (Andrade, D. et al. 2005), (Ordóñez, J. et al. 2013), (Mothes, P.A. et al. 1997), Cayambe (Samaniego, P. et al. 2004) y Tungurahua (Le Pennec, J-L. et al. 2005), así como de muchos otros cuyos estudios aún se encuentran pendientes de un mayor profundidad en cuanto a fechas y registro se refiere (Heine, K. 2011), (IGENP, 2018). Los colapsos suelen estar fechados entre 40 y 30KaAP (Último Máximo Glacial) y posteriores a 10KaAP (fin de la última glaciación).

El brechamiento del material subyacente a los glaciares y la velocidad con la que estos se retiran generan una inestabilidad que produce en la actualidad eventos hidrogeomorfológicos de gran calado. Es el caso del Altar en 1953 y 2000, provocados por el colapso parcial de sus laderas interiores, que generaron mud flows destructivos, cuyos depósitos llegaron muy al interior del Oriente. Debido al retroceso de glaciares, estos eventos son susceptibles de repetición no solo en el Altar, sino en otras laderas que pudieran quedar al descubierto (Eissen, J.P. et al. 2004).

III-1-1-1- La tectónica como elemento estructurador

La estructura tectónica que subyace a las formas visibles del relieve tiene importancia en cómo el material y los elementos geomorfológicos se sitúan y actúan en la morfogénesis. El levantamiento generalizado de la cordillera comienza hace 30MaAP en los Andes Centrales (Oncken, O. et al.2006) y parece igual de probable que comenzara sincrónicamente en los Andes del Norte, aunque el principal levantamiento se produjo en el Mioceno medio (Vandervoort, D.S. et al. 1995). El río Amazonas y su desembocadura hacia el Atlántico no se relaciona con esta etapa, ya que el drenaje oriental de la cuenca no se abrió hasta 10MaAP, ampliándose en el Mioceno-Plioceno debido a las altas tasas de erosión en cabecera y el levantamiento, el cierre de los Andes más Norteños y el basculamiento al Sur.

La historia del levantamiento Cenozoico está relacionada con la inversión tectónica, el

aceleramiento de la subducción y la modificación del clima. En los Andes Ecuatoriales el arco volcánico es el carácter principal de la cordillera. El drenaje total de la Cuenca Amazónica tiene un área de 7×10^6 Km (la mayor de la Tierra) y se encuentra adyacente al Orógeno Andino, que es una de las mayores cordilleras del planeta. La mayoría de los principales ríos amazónicos nacen en los Andes. Ambos elementos han interactuado entre ellos y no pueden entenderse el uno sin el otro. La estructura tectónica tiene implicaciones en el desarrollo de la cuenca hidrográfica del Amazonas (Mora, A. et al. 2010).

A partir del Mioceno tardío se producen dos grandes eventos tectónicos: la subducción se acelera y las placas entorchocan cerrando el Istmo de Panamá. Como consecuencia las tasas de exhumación Andina y el aporte sedimentario aumentan. Las tasas de denudación más críticas se producen en una cordillera plenamente desarrollada y en crecimiento a finales del Mioceno. Las lluvias topográficas están relacionadas con el crecimiento de los Andes y no se pueden entender las unas sin lo otro (Hoorn, C. et al. 1995), (Burgos, J.D.Z. 2006), (Mora, A. et al. 2010). Aproximadamente en 6MaAP el vulcanismo toma el mando en la generación de materiales sedimentarios y se aceleran los procesos de levantamiento y denudación, retroalimentándose y provocando además sombras de precipitación en los márgenes del orógeno. La Cuenca Oriente y la Amazonía ya se encontraban perfectamente configuradas y sólo se verían afectadas por el levantamiento en el Plioceno del Arco de Fitzcarrald y las transformaciones climáticas cuaternarias (Roddaz, M. et al. 2010). En consecuencia, la formación de la Cuenca Amazónica está directamente relacionada con la elevación de los Andes. Cuando la cordillera alcanzó una altura suficiente, permitió una precipitación orográfica mucho mayor que en el pasado. En ese momento comenzó un período erosivo, que depositó de forma masiva rellenando la cuenca, erosionando los macizos y produciendo la incisión al Este. La secuencia de procesos internos y externos llevó a una cuenca llena a desbordarse de sedimentos provenientes de los Andes, rompiendo los cratones orientales y desahogando al Atlántico. El desarrollo de la red continental y el proceso orogénico están registradas en la sedimentología de la costa de Brasil (Dobson, D.M. et al. 2001), (Figueiredo, J. et al. 2009). La cuenca media del Pastaza registró un aumento en la cantidad de sedimentos ayudando a colmatar el sistema marino-lacustre conocido como Pebas, que ocupaba el centro de la cuenca.

La Orogenia Andina aún es activa, con especial influencia en el dinamismo de las partes occidentales de la Cuenca Amazónica. Los sedimentos depositados en las cuencas endorréicas Paleógenas y exorréicas posteriores han hecho emerger arcos sedimentarios que en la actualidad tienen componente denudacional. La subducción de la Placa de Nazca bajo Suramérica es de mucha importancia en el establecimiento del sistema fluvial Cuaternario. La subducción ha elevado parte de la cuenca en el Arco de Fitzcarrald como la divisoria de aguas que hace a los ríos dirigirse al Noreste por el Ucayali-Solimões-Amazonas (Mora, A. et al. 2010), (Irion, G. & Kalliola, R. 2010). En los Andes ecuatoriales existe un levantamiento parecido, pero en este caso no está provocado tanto por la tectónica como por la destrucción de los geosinclinales Preandinos y el posterior relleno de la cuenca del Pastaza. Los edificios volcánicos comprenden un relieve fallado y brechado, donde los sismos de asentamiento son frecuentes (Morán Sáez, J. 2013). La actividad tectónica y volcánica de la región Subandina ecuatoriana es característica y modifica la red hidrográfica de los ríos Upano y Pastaza, en los que se puede observar el control tectónico sobre su estructura (Barragán, R. et al. 2004). Esta superficie Mera-Upano sufre una importante incisión fluvial que se contrarresta con el levantamiento tectónico (Baby, P. et al. 1997). El megacono aluvial del Pastaza se encuentra en regresión evidente. Puede observarse una línea de deslizamiento de 500 metros de altura que separa la zona Subandina de la Llanura Amazónica. El deslizamiento se localiza a todo lo largo de las fallas de corrimiento frontales de la zona Subandina, cuyo levantamiento se estima en >1cm/año (Baby, P. et al. 1997). El mega-cono aluvial del Pastaza se desarrolla debido a estos procesos hacia la cuenca del Marañón desde mediados del Cenozoico, siendo considerado como uno de los abanicos aluviales continentales más grandes y antiguos del mundo, aún en activo (Räsänen, M.E. et al. 1990).

La Cuenca Oriente en su conjunto tiene una morfología debida a estos esfuerzos de compresión producidos a partir del final del Cretácico. Esta compresión provocó el levantamiento de la Cordillera y la formación de la Cuenca de Antepaís, que controla la sedimentación y formula el espacio disponible para el acomodo de sedimentos en el Cretácico superior y Cenozoico (Barragán, R. et al. 2004). Las relaciones de la tectónica y la dinámica sedimentaria regional están propuestas como modelo de evolución para el Cenozoico

(Christophoul, F. et al. 2004). Las tasas de erosión reflejan la historia del crecimiento de los Andes ecuatoriales. Las mayores tasas de erosión y levantamiento se encuentran al final del Neógeno y en el Cuaternario y caracterizan la cuenca mediante sus espectaculares terrazas aluviales y masivos deslizamientos (Burgos, J.D. et al. 2004). Al comparar la incisión fluvial con el levantamiento tectónico de la zona Subandina resultan tasas de cerca de 1cm/año, implicando una importante actividad sísmica (Bés de Berc, S. et al. 2004). Estos terremotos pueden ser producidos por la inversión tectónica actual del corredor Sacha-Shushufindi, que emerge en la Cordillera de Cutucú (Baby, P. et al. 2004), (Orme, A.R. 2007b).

La región más similar y cercana, con la cual comparar a la Cuenca Oriente, es la salida del Marañón a la Llanura Amazónica en los Pongos- Cordillera de Campanquiz. La Cordillera de Campanquiz está ubicada en la parte Noreste del Perú en el límite entre los departamentos de Amazonas y Loreto. Tiene una orientación Norte-Sur y separa la cuenca Santiago al Oeste de la cuenca Marañón al Este. En su parte meridional está cortada por el río Marañón en dirección Este-Oeste formando el Pongo de Maseriche (Valdivia, W. et al.2006). Esta es una región en la que no existen volcanes. Hay una menor estacionalidad en los cauces y menor precipitación, pero una cuenca mucho mayor; en ella la acumulación de sedimentos no ha sido tan importante y la dinámica fluvial corta la cordillera en lo que es un anticlinal del Cretácico Paleoceno. En los Andes ecuatoriales este anticlinal se encuentra destruido y cubierto por los sedimentos del megacono del Pastaza.

III-1-1-2- El vulcanismo como elemento modelador y estructurador

El conjunto de volcanes de los Andes del Norte estructuran el material sedimentario y se encargan de modelar buena parte de los paisaje Andinos, bien al formar sus propios edificios, bien por los procesos erosivo-sedimentarios que erosionan y rellenan sus laderas y valles. Los eventos laháricos y de flujo de barro y escombros rellenan los valles interiores de la Avenida de los Volcanes. Los eventos mayores de los últimos 40,000 años de Cotopaxi, Chimborazo, Tungurahua y Altar suman un total aproximado de entre 60 y 70Km³ de material. A esto se le añade la ceniza y otro material piroclástico y la certeza de que existen más de 80 volcanes susceptibles de haber estado en erupción durante el Cuaternario. ¿Cada cuánto tiempo se producen estos grandes eventos? ¿Es posible que el material quede fijado durante las

glaciaciones y tienda a desestabilizarse en los interglaciares? ¿El encajonamiento de los sedimentos en los valles interandinos produce otros colapsos y removilizaciones de material en los depocentros? Las respuestas a estas preguntas no son fáciles, pero nos dan una idea de a qué nos enfrentamos al definir la geomorfología y el paisaje Cuaternario y Holoceno.

Los flujos de barro/lahares son flujos de material volcánico mezclado con agua que se movilizan desde los volcanes (Muñoz, J. 2004) y junto con los escombros y el material piroclástico primario, conforman el típico material de relleno de cuenca, y es el principal tipo de material arrastrado por la dinámica fluvial. Se pueden encontrar depósitos de este tipo repartidos por todo Ecuador (Hall, M. L.1977). Estos y otros eventos geomorfológicos mayores relacionados con el vulcanismo, como la eyección y caída de ceniza y las nubes piroclásticas (Hall, M. L.1977), (Muñoz, J. 2004), junto con la estructuración tectónico-geológica (Baby, P. et al. 1997), (Baby, P. et al. 2004) son los controladores geomorfológicos más importantes de la sierra.

El Chimborazo ha producido varias avalanchas de escombros difíciles de cuantificar, por su enorme tamaño. La mayoría de los volcanes ecuatorianos han sufrido colapsos parciales, el mayor de los cuales no ha provenido del Chimborazo. Hacia el Este, el Chimborazo se ha derrumbado en al menos dos ocasiones recientes, hace 35.000 años y hace 8.100. Estos megaderrumbes, el mayor de los cuales se produjo en primer lugar, movilizaron 9 y 11,6km³ de escombros y ocupan 300Km² con un espesor medio de más de 40 metros (Alcaraz, S. et al. 2003). Contenido en el valle interandino del Igualata y la Cordillera Real, el depósito conforma hoy día la llanura sobre la que se asienta la ciudad de Riobamba. La llanura se encuentra incidida por los valles de los ríos Guano, Chambo, Chimborazo y Chibungo, que han creado cortes en el material poco consolidado y heterométrico, cubierto además por cenizas y lapilli de diversas potencias y procedencias. Los derrumbes, tanto del Chimborazo como de otros nevados, parecen coincidir con cambios climáticos a gran escala: máximos y mínimos glaciales. Los depósitos laháricos y piroclásticos del Sangay vierten hacia el Oriente desde el Pleistoceno y ha generado por sí solo el relleno de los valles Upano y Pálora (este último con ayuda de la vertiente oriental de El Altar). Los lahares del Sangay recorren habitualmente sus laderas y el conjunto de sus depósitos rellenan y arrasan los valles cercanos. El valle del río Upano es conocido por la existencia de varias localizaciones

arqueológicas que incluyen el complejo monticular de la Lomita y Sangay-Upano/río Blanco (Rostain, S. 2010), (Guillaume-Gentil, N. 2013), (Velasco Albán, J. 2016) y los diversos pueblos que han habitado la región han debido enfrentarse a la destrucción y reformación de los barrancos de los ríos y las avulsiones de los ríos Upano y Pálora, producto de los arrastres de material desde el volcán y sus laderas, la caída de cenizas o las grandes avenidas y flujos de barro. Los flujos de lava del Sangay III son más viejos que el Último Máximo Glacial y el impacto directo de sus erupciones en la Cuenca Amazónica del Pastaza es difícil de apreciar (Bernal Carrera, I.C. 2009). La mayoría del material expulsado por el Tungurahua se dirige hacia el Oeste por la situación de su cráter actual (Hall, M.L. 1977) y es derivado al Este por la cuenca del Pastaza. Se caracteriza por erupciones estrombolianas o vulcanianas de IEV3 como máximo. El Tungurahua ha tenido erupciones visibles desde al menos el año 1534. El material expulsado se canaliza por varias quebradas occidentales, generando lahares de gran fuerza, creando enormes depósitos, produciendo un efecto *bulldozer* y movimientos en masa de las laderas menos consolidadas. El Tungurahua ha sufrido por lo menos dos colapsos sectoriales recientes en $\sim 30\text{KaAP}$ y $\sim 3\text{KaAP}$ que originaron sendas avalanchas de escombros y cuyos depósitos han rellenado en parte los valles de los ríos Patate y Chambo. El primero cubrió 64Km^2 con 10Km^3 de material y el segundo 23Km^2 con $2,8\text{Km}^3$ (Bustillos, J. et al. 2011). Al menos un lahar de dimensiones muy grandes ha ocurrido recientemente (4500aAP) con flujos que llegaron hasta a 130Km al Este, introduciéndose en el río Patate con volúmenes de 2km^3 .

Los lahares del Cotopaxi pueden tener tamaños gigantescos y encauzarse hacia zonas extensamente pobladas, hacia Latacunga o hacia el Valle de los Chillos. Los depósitos más distintivos del período histórico son los de 1877. El Volcán Cotopaxi ha erupcionado en más de 30 ocasiones desde 1530 produciendo escorias andesíticas y ceniza pumita, flujos de lava y bloques, recorriendo todas las variedades de depósitos piroclásticos (Hall, M. L. 1977). Por lo menos cuatro erupciones mayores riolíticas han tenido lugar en el Holoceno. El Valle Central y el Valle de los Chillos están cubiertos por masivos deslizamientos y avalanchas de escombros que se han producido desde al menos el Mioceno tardío (Andrade, D. et al. 2005), (Ordóñez, J. et al. 2011). El valle de los Chillos presenta uno de los más enormes depósitos laháricos de la Tierra, y quizá el mayor flujo Holoceno de escombros de los Andes del Norte

(Mothes, P.A. et al.1997). Formado por las laderas Norte y Noroeste del volcán y el sistema de ríos que descienden del mismo, su rastro puede seguirse 326 Km al Norte y Noroeste hacia el océano Pacífico y más de 130Km al oriente hacia la Cuenca Amazónica. Su profundidad media es de 80-160m y se ha estimado en 3,8 Km³ desplazados de una sola vez. Está datado en 4,5kaAP y se estima que produjo entre 2,6 y 6Mm³/s. Se debió al súbito descongelamiento del glaciar del volcán, presumiblemente por una erupción y la consiguiente desestabilización de su ladera Noroeste. Aunque el depósito del Chimborazo pueda tener un mayor volumen, se produjo en varias etapas sucesivas; la primera se produjo en 30kaAP y la última en 8,1kaAP, por lo que el evento del Cotopaxi puede considerarse más reciente y mayor. El derrame inconmensurable se encauzó por el valle del Tamboyacu al río Napo, donde se pueden rastrear sus depósitos.



Fig. 33: Cono de deyección lahárlico visto desde Pailitas. Este cono vierte al río Chambo y tiene un tamaño de 750x1200metros. La erupción 1999-2018 reactivó los lahares del Tungurahua, inutilizando todas las infraestructuras. El megacono aluvial del Pastaza está compuesto fundamentalmente de este tipo de sedimentos. Foto Juan Morán Sáez

El material propuesto por el vulcanismo es modelado y estructurado en torno a las vías fluviales principales. En los ríos Chambo y Patate y la cuenca Alta del Pastaza es posible observar el profundo corte que realizan estos cauces en los depósitos volcánicos. El río Chambo recoge por su margen derecha los depósitos del volcán Tungurahua y Altar, pero también en las laderas a su izquierda derrubios y escombros. El Patate recoge aguas y sedimentos de la mitad Norte. Ambas cauces vierten al Pastaza, con lo que se aumenta la carga de sedimento y la sobreexcavación. La Cuenca Oriental de El Altar vierte al río Sangay (Stübel, A. 2004). Sin embargo, el componente brechado de las laderas, la crioclastia y la desaparición del hielo que sujeta parte de sus cumbres, ha provocado incidentes mayores en la historia reciente. El 13 de octubre de 2000 se produjo el colapso parcial de la cara Norte del pico de la Monja Grande, que cayó sobre la Laguna Amarilla. Esto generó un flujo de lodo por los ríos Collanes, Blanco, Chambo y Pastaza, llegando hasta el Oriente (Eissen, J.P. et al. 2004). El cauce de los ríos quedó destruido; estos ríos inciden sobre un material ya de por sí poco consolidado: depósitos laháricos, depósitos de avalanchas de escombros y cenizas volcánicas, y tienen una pendiente muy elevada. Resulta muy complicado datar las erupciones debido a varias causas. En primer lugar, hay demasiado volcanes interactuando. Algunos de ellos erupcionan simultáneamente y sus depósitos se mezclan. Los depósitos no suelen quedarse en un mismo lugar: normalmente son erosionados y transportados por el régimen fluvial.

Enormes flujos de lava pueden aparecer en terrazas disectadas, sobre los que se han superpuesto depósitos fluviales. Estos depósitos de material volcánico re TRABAJADO pueden observarse en los aterrazamientos de la superficie Mera, testigos algunos de avalanchas pleistocenas que bien pudieron ser de carácter regional y de las que no sabemos nada. Los depósitos del Sangay III han sido acumulados en su abanico y la superficie Mera-Upano. Algunos de estos depósitos han sido removilizados, entrando en masa en el Pastaza, taponando otras vías fluviales y generando avulsiones y erosión-depósitos de los regímenes fluviales que llegan a la Amazonía. El volumen del material volcánico aportado por las erupciones a la red del Pastaza es muy difícil de estimar porque sólo el volumen de los eventos más recientes (40-50,000 años) puede estimarse. En cualquier caso, si se suman sólo los eventos más recientes de cada uno de los volcanes activos más cercanos a la Cuenca

Oriente desde el final del Pleistoceno se puede asumir una carga de 20Km³. El cómputo de los eventos más grandes, incluyendo al Sangay pero sin conocer el material enviado al Pastaza ni la ceniza aportada por estas y otras erupciones, desde finales del Pleistoceno, es del orden de 100Km³ (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011).

III-1-1-3- Glaciarismo cuaternario en los Andes ecuatoriales

Las observaciones realizadas durante el S.XVIII indican que los glaciares ocuparon el interior de la caldera del Altar llegando hasta las pendientes superiores del Valle de Collanes, y muchas otras localizaciones en la actualidad carentes de hielo. Desde finales del SXX se ha documentado un importante retroceso de los glaciares Andinos. Este retroceso es común en todos los glaciares ecuatoriales (Stübel, A. 2004) y tropicales (Thompson, L.G. et al. 2000), (Heine, K. 2000), (Heine, K. 2001), (Alcalá Reygosa, J. et al. 2011). Restos de estos glaciares están presentes en cotas superiores a los 4500msnm (Eissen, J.P. et al. 2004). Las distintas morfologías glaciares han sido descritas y pueden observarse en la actualidad por encima de los 3500 metros. Hay morrenas observables incluso a los 3200, pero suelen estar cubiertas por cenizas, derrubios volcánicos o escombros laháricos.

Los glaciares en Ecuador se encuentran en la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental. Se encuentran a menor altitud en la Cordillera Oriental debido a su exposición a la precipitación proveniente de los vientos amazónicos. Las fuentes históricas indican una glaciación extensa entre el S.XVI y el S.XIX con la máxima extensión en 1730 (Francou, B., 2004). El retroceso del hielo desde 1730 fue interrumpido por cierto avance producido en 1800-1850 y 1870 pero ha continuado hasta la actualidad. El retroceso producido desde 1730 ha sido de 250 metros de altitud. El Programa de Vigilancia de los Glaciares Tropicales del IRD ha permitido mediciones fiables desde los años 80. Desde 1994 el glaciar Antisana se monitoriza y se ha estudiado mediante fotogrametría desde 1956. Se ha comprobado el retroceso rápido entre 1995 y 1999, hasta 8 veces más rápido que en el período 1956-1993. El Antisana y sus glaciares es de especial importancia debido a su suministro de agua a la ciudad de Quito (Francou, B. et al. 2000), (Francou, B. 2004). Similares observaciones se han hecho en otros glaciares ecuatorianos (Cáceres, B. 2010). Entre 1999 y 2001 los glaciares avanzaron

o se mantuvieron debido a una fase fría y húmeda asociada con las condiciones de un ENOS Negativo (ENOS-, La Niña). Los glaciares han vuelto a retroceder rápidamente desde entonces.(Vuille, M. et al. 2008).

La franja Andina correspondiente al retroceso de los glaciares desde el final de la Glaciación ha sido ocupada por el Páramo. Los climas EH en altura han retrocedido en favor de los correspondientes a la “tundra” ET, mientras que el clima transicional C ha ocupado cada vez más espacio. Estos climas transicionales y la propia selva no son inmunes a la Glaciación, pero sus efectos son más evidente sobre la biota y tendrán un capítulo propio (como el ciclo de Irion) (Buytaert, W. et al. 2006).



Fig. 34: Volcanes y Glaciarismo en los Andes Ecuatoriales. A: Vista general del Antisana. *Foto Juan Morán Sáez.* B: Vista general del Sangay. C: Vista general de Mapio Cayambe. *Foto Fabrizio Guzmán.* D: Vista general del Reventador. *Foto Smithsonian.* Esta colección de volcanes con influencia en el Oriente Ecuatoriano y actividad Holocena muestra una intrigante cantidad de productos vulcanísticos y edificios volcánicos inestables que son fácilmente erosionables. *Fuente:* <http://www.igepn.edu.ec/>

III-1-2- La cuenca oriente: evolución morfosedimentaria

Las cuencas fluviales están controladas por su contexto tectónico, el clima y cada vez más por la actividad antrópica. En Suramérica la influencia humana es menor que en otras regiones del Mundo. Las cuencas hidrográficas se definen por las características tectónicas generales de Suramérica, lo que ha determinado el patrón general de drenaje. La magnitud de su flujo se determina por el balance entre precipitación y evaporación que se produce en el conjunto del área de drenaje (Dunne, T. & Mertes, L. A. K. 2007).

Las cuencas Andinas y subandinas corresponden solamente al 12 % de la superficie de la Cuenca Amazónica, pero originan el 95% del material sólido trasladado al océano Atlántico por el río Amazonas (Guyot, J.-L. 1993). La región ecuatorial occidental suministra la mayoría de este material. La Cuenca del Amazonas es una región altamente heterogénea en la que, desde el Mioceno el historial geológico, el paisaje, el clima, los suelos y la biota han estado estrechamente relacionados con los procesos de subducción a gran escala del sistema de convergencia Nazca-América del Sur (Clapperton, C.M. 1993a), (Stern, C. R. 2004), (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010), (Espurt, N. et al.2010).

El moderno drenaje transcontinental y atlántico se estableció al final del Mioceno, con la mayor elevación de los Andes, lo que resulta en el factor principal del origen de la Cuenca Amazónica actual (Irion, G. y Kalliola, R. 2010), (Mora, A. et al. 2010). La dinámica fluvial amazónica es un campo de estudio extenso. La paleogeografía anterior al final del Mioceno presenta de forma tradicional un escenario en que la mayoría de los cauces se dirigían hacia el Lago de Maracaibo o las cuencas de los actuales Magdalena y Orinoco. Antes de 16MaAP no existían cuencas hidrográficas transcontinentales que conectaran los Andes con el Océano Atlántico. Los ríos que no rellenaban el interior del sistema Pebas corrían paralelos a la Cordillera hacia el Norte. La cuenca de antepaís ecuatorial ha sido documentada al final del Neógeno con este patrón de cauces corriendo paralelos al orógeno (Christophoul, F. et al. 2004). La mayor parte de la actual Llanura Amazónica era un megahumedal con drenaje hacia el proto Caribe. Esta cuenca era esporádicamente invadida por el mar durante breves períodos de tiempo. La situación se mantuvo desde comienzos del Mioceno, con anteriores cuencas muy diferentes a las actuales o incluso a las Miocenas. La transformación se produjo en el

límite Mioceno-Plioceno (Damuth, J.E. & Kumar, N. 1975), cuando los Andes dieron un salto cuantitativo en altitud, la circulación atmosférica y marítima se estableció como actual y el Amazonas pudo salvar los cratones Brasileño y de las Guayanas. Fue en este momento (10MaAP) cuando se abrió un canal hacia el Atlántico. Durante ese período se produjeron avulsiones y cambios en la circulación de los ríos, cuyo drenaje al Norte se vio cortado en gran medida por el ascenso de las cordilleras colombianas y venezolanas. Las cuencas del Orinoco y Magdalena son remanentes de estos sistemas antiguos (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

Los deltas y estuarios desembocaban en las llanuras del actual Magdalena; al alzarse el orógeno y cerrarse esta unión con el Caribe, los ríos circularon hacia el Norte un tiempo, siguiendo el curso del actual Orinoco. Las transgresiones continuaron, pero en menor medida. A esta época corresponde el actual depósito de la Formación Curaray. Al mismo tiempo, a los pies del Orógeno podemos encontrar los rastros de lo que podría considerarse un ambiente deltáico pre megacono del Pastaza, la formación Arajuno. Cuando el Clima cambió a partir del Plioceno los depósitos aluviales andinos se hicieron más potentes (formación Chambira) y comenzó a producirse el depocentro de cuenca de antepaís. (Baby, P. et al. 1997), (Baby, P. et al. 2004). La Amazonía moderna se estableció en el Plioceno a partir de la colmatación de la cuenca, la consolidación de la formación Mesa y la posterior ruptura de los frentes cratónicos orientales, debido a los cambios climáticos que se habían iniciado en el Mioceno final y a la modificación de la tectónica y la actividad fluvial (Hoorn, C. et al. 1995), (Burgos, J.D.Z. 2006), (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007), (Bernal Carrera, I.C. 2009), (Mora, A. et al. 2010), (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010).

La puesta en marcha de la cuenca puede rastrearse en el registro marino del megacono submarino atlántico, depositado por el río Amazonas desde el establecimiento de su desembocadura en su posición actual a finales del Neógeno. La edad concreta del Amazonas como río transcontinental sigue siendo objeto de acaloradas discusiones científicas y es de gran importancia para la comprensión de los procesos bioclimáticos y morfológicos de la cuenca. A pesar de este debate, parece que el Amazonas se convirtió en el río transcontinental actual entre 9,4 y 9MaAP, sincrónicamente con los primeros sedimentos datables del megacono submarino de su desembocadura. El levantamiento Neógeno de la Cordillera

Oriental está datado en 31MaAP. Las barreras topográficas que definen la cuenca amazónica no se establecen hasta el aceleramiento de este levantamiento en el Neógeno tardío. La transición de un río nacido en las tierras bajas tropicales a un río transcontinental se produce entre 9.4 y 9MaAP. cuando la señal geoquímica Andina llega al Atlántico (Hoorn, C. et al. 2017). Los elementos que definen las cuencas amazónicas son los Andes, las Cuencas de Antepaís y la Cuenca Amazónica propiamente dicha, que descansa sobre y a través de los cratones de Brasil y las Guayanas. Durante el Pleistoceno el eustatismo ha modificado la altura del mar acompañando a los ciclos climáticos, lo que ha tenido importancia en la forma de la desembocadura al mar del Amazonas. En cabecera, los sedimentos han quedado paralizados por las bajas temperaturas durante los ciclos glaciales, mientras que algunas cuencas se han represado por el escombros glacial (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007). El estudio de esta gestión del sedimento en pulsaciones y fases es parte integral de esta investigación. Los ciclos glaciales del Pleistoceno han influido de forma rectora en la magnitud, frecuencia y estacionalidad de la precipitación y por lo tanto en los procesos sedimentarios de los megacanos aluviales en las cuencas de antepaís, las llanuras de inundación y la vegetación aledaña a los ríos.

El drenaje de esta región tan húmeda y amplia ha creado ríos con una descarga excepcionalmente grande, con profundas y extensas llanuras de inundación cuyas aguas pueden tardar meses en retirarse y una esorrentía fluvial mayor que ninguna otra región del Mundo. La variabilidad interanual de los flujos es baja, pero existe y es consistente con la persistencia de la desviación climática interanual producida por el Niño y La Niña. El ascenso del la faja oriental de la circulación de Walker y su interacción con la célula de Hadley intervienen en la distribución de las precipitaciones sobre la Amazonía y los Andes, así como la situación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007).

La cantidad de sedimentos suministrados a los ríos refleja principalmente la litología y topografía de sus cuencas de drenaje. La deposición de gran parte de este sedimento en cuencas de antepaís y en las llanuras de inundación altera los patrones de transporte de sedimentos y limita la cantidad que llega al océano. Más del 50% del sedimento arrancado se queda en las llanuras y no llega al mar (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007). El balance sedimentario cuaternario de la Cuenca Amazónica está determinada por las tasas de erosión

relacionadas con el actual levantamiento de los Andes. El sedimento más grueso se deposita a los pies de las montañas, mientras que el más fino es transportado en suspensión hasta la desembocadura atlántica. El Amazonas descarga alrededor de 1Km³ al año de sedimentos al mar. Asimismo existen amplias franjas de terreno periódicamente inundable (como las *várzeas* y los *igapós*), cuya morfología sedimentaria responde a las dinámicas pleistocenas de transgresión mareal sobre el Amazonas y los ciclos de drenaje. Las superficies de tierra firme no inundables son interpretadas como áreas transicionales donde los depósitos son erosionados por los procesos fluviales denudativos, con una velocidad determinada por su propia deleznableidad, la torrencialidad y estacionalidad en las precipitaciones y la biostasia. Esto es especialmente cierto a los pies de la Cordillera Andina en la Amazonía occidental, donde las pendientes acusadas, los materiales poco consolidados y la mayor precipitación producen un geomorfología que reescribe continuamente sus estructuras (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

Las Cuencas andinas de antepaís comprenden la región occidental de la red de drenaje amazónica y su dinamismo presenta gran complejidad. Las cuencas de antepaís actúan como grandes sumideros para el sedimento que proviene de las regiones andinas. Desde el Mioceno tardío (11-7MaAP) las cuencas sedimentarias han desarrollado un estado de colmatación y una posterior erosión de los sedimentos depositados con su transporte hasta el Atlántico. Los grandes ríos que nacen en los Andes son ricos en el material en suspensión que es el principal factor erosivo en su camino al mar. Las cabeceras originadas en la cordillera entran en la llanura a través de estrechos cañones, en ocasiones con múltiples canales, pendientes pronunciadas y cantos, gravas y arenas gruesas en su matriz. Es común encontrar sinuosidad marcada y cierto control tectónico, con grandes ratios de erosión y deposición, avulsiones y capturas. La cuenca del Pastaza-Marañón forma un área de sedimentación fluvial. Las zonas más distales incluyen amplias llanuras de inundación y depresiones. El Marañón entra en las tierras bajas a través de un estrecho corredor en los Pongos, mientras que el Pastaza ha creado el abanico aluvial que, rellenando el depocentro, colmató este área deposicional. Ambos ríos continúan su andadura hacia el Amazonas con una morfología anastomosado y suaves valles incididos en un terreno disectado (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

La modificación natural que sufren los bosques a gran escala y la sucesión de los bosques

primarios en la pluvisilva de las tierras bajas en la Amazonía más cercana a los Andes es causada por la erosión lateral, las avulsiones, abandonos de cauces y capturas que se producen en este tipo de ríos de cuenca de antepaís. En la región del Alto Amazonas, la vegetación coloniza los suelos fluviales recién depositados. Este es un modo importante de regeneración forestal (Salo, J. et al. 1986). Una cuarta parte de los suelos amazónicos en esta situación son renovados muy frecuentemente, lo que es un factor a tener en cuenta en la creación y mantenimiento de la diversidad que caracteriza a la parte superior del Amazonas.

La dinámica de cauces variables crea un tapiz de bosques en distintos grados de evolución sucesoria. En la Amazonía occidental, la estructura del sedimentario superior sólo ha sido estudiada localmente arrojando resultados variables no superiores a 24KaAP. Parece que después de los períodos glaciares del Cuaternario, el sedimento fino glacial andino es retrabajado por los ríos y forma un cinturón de lechos sedimentarios altamente heterogéneos frente a las estribaciones de la Cordillera Oriental.

La visión tradicional de la selva como una macrorregión altamente estable, con la regeneración dominante producida por los claros producidos por árboles caídos no es correcta. La erosión lateral fluvial y las avulsiones y capturas de cauces pueden modificar el bosque de tierras bajas, de un modo mucho más importante que el debido solamente a los claros debidos a caídas de árboles. La naturaleza de la regeneración forestal es fundamentalmente diferente en estos dos procesos, ya que la regeneración de las playas y barras debe comenzar con las fases más primarias de edafización antes de producirse una verdadera colonización (Salo, J. et al. 1986).

III-1-2-1- La Cuenca Oriente y su relleno sedimentario

La Cuenca Oriente representa el 2% de la Cuenca Amazónica. Los Andes en su conjunto aportan el 95% del material sedimentario amazónico. La relación de sedimento aportado por unidad de superficie en la Cuenca Oriente podría ser la más alta entre las cuencas amazónicas (Räsänen, M.E. et al.1990,1992,1995). La mayor parte de las laderas están compuestas de rocas ígneas en forma de coladas de lava, piroclastos y matrices conglomeradas de nubes ardientes y lahares, además de gran cantidad de ceniza. En el piedemonte andino se encuentran rocas mesozoicas y paleozoicas, con preeminencia del Cretácico, en formaciones

de roca sedimentaria, fundamentalmente areniscas, pizarras y calizas. Si a esta roca poco consolidada y en pendiente le añadimos actividad sísmica y volcánica y frecuente podemos entender la riqueza sedimentaria de los torrentes provenientes de los Andes. Los cursos de agua en el Escalón Andino se caracterizan por un lecho de cantos rodados con fuerte corriente, remolinos y turbulencia, con una dinámica geomorfológica muy activa que influye en los flujos sedimentarios (Laraque, A. et al. 2004). Los principales ríos de Norte a Sur en la Cuenca Oriente son el San Miguel, que señala la frontera con Colombia al Noreste y pertenece a la cuenca del Putumayo; el Aguarico, que marca al final de su curso la frontera con Perú, desembocando en el Napo- que es el siguiente hacia el Sur-; el Curaray, el Corrientes y el Tigre también se unen al Napo, aunque por su margen derecho. Pastaza, Morona, Santiago y Chinchipe llegan directamente a la orilla izquierda del Marañón. Las tres grandes cuencas hidrográficas orientales del Napo, Santiago y Pastaza contienen características Andinas y Amazónicas, mientras que las del Curaray, Tigre y Corrientes tienen características totalmente Amazónicas. Santiago y Chinchipe pueden considerarse casi completamente Andinas (Laraque, A. et al. 2004).

En los Andes ecuatoriales, el análisis hidrométrico indica ríos poco sinuosos con alta densidad de drenaje y estacionalidad media. Los ríos Andinos realizan importantes incisiones en los paquetes sedimentarios volcánicos y transportan el resultado de esta erosión a la llanura amazónica. El más importante de estos ríos es el Pastaza, que recoge casi en exclusiva la mayor parte de la pluviosidad recibida en los Andes ecuatoriales. En la llanura amazónica son ríos anastomosados, avulsionados, captados y meandrizados, con altísima densidad de drenaje y una sinuosidad muy grande que aumenta a medida que se reduce la pendiente. En el depocentro del Puyo-Mera se detiene el sedimento, que continua después hacia la Cuenca Amazónica (Laraque, A. et al. 2004), (Baby, P. et al. (Eds.) 2004). Se puede decir que los regímenes hidropluviométricos y los caudales totales anuales de la Cuenca Oriente presentan variaciones espaciales en función de la variabilidad topográfica y climática. Son regímenes unimodales y bimodales. Los valores pluviométricos, así como aquellos de los escurrimientos, sufren cambios importantes en un ambiente muy contrastado, entre los Andes y la Llanura Amazónica. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 400 y 900mm en la Cordillera Real, aumentan en dirección a la planicie amazónica donde alcanzan los 3,000 mm. (e incluso más por efecto de la sombra de precipitación orográfica).

Los regímenes se regularizan cuanto más nos internamos en las llanuras orientales. El Napo es el río con más caudal de la Cuenca Oriente, seguido por el Santiago y el Pastaza. Hacer cálculos sobre el caudal medio de estos ríos supone una tarea espuria. Para el Napo se han propuesto caudales tan variables como $1100\text{m}^3/\text{s}$ en Puerto Francisco de Orellana, $2100\text{m}^3/\text{s}$ 50Km aguas arriba o $7000\text{m}^3/\text{s}$ en el Yasuní. Las mediciones pueden resultar equívocas, ya que los caudales son muy grandes y durante una gran avenida pueden decuplicar su volumen. En el Pastaza son habituales las avenidas repentinas que pueden elevar el nivel del agua más de 10 metros en pocas horas. Estos ríos, que parecen inmensos (el Napo poco después de su confluencia con el Coca tiene una anchura de 1,200metros) palidecen con el Amazonas, que tiene una descarga de $225,000\text{m}^3/\text{s}$ en su desembocadura.

Resulta imposible realizar balances hidroclimatológicos de las superficies drenadas, ya que son cuencas irregulares y difícilmente previsibles, en las que es habitual encontrar crecidas durante el estiaje y estiajes en época húmeda. Esto es reflejo de la variabilidad de las cuencas, que presentan a la vez características de alta montaña y de llanura (Laraque, A. et al. 2004). Aguas arriba del dominio amazónico, el Pastaza es formado por la confluencia de dos ríos que fluyen en la depresión interandina disectando los paquetes sedimentarios volcánicos: el Chambo y el Patate. A partir de ese punto, bajo las laderas del volcán Tungurahua, el Pastaza realiza un profundo corte en la Cordillera Oriental por medio de una valle en V con el cual salva más de 2000 metros de desnivel (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). En la meseta occidental del Puyo y el escalón subandino se encuentra la falla de asentamiento cretácico, donde el Pastaza es mucho más ancho y superficial. En este punto muestra las primeras terrazas escalonadas (Bès de Berc, S. et al. 2005). En la meseta del Puyo el Pastaza encuentra un complejo volcánico en forma de conos que resurgen en la planicie alineados Noroeste-Suroeste y varios edificios pliocenos. El flujo del Pastaza a partir de su llegada a la superficie de la meseta es Sur-Sureste. La cuenca del Pastaza, antes de la desembocadura en la Llanura Amazónica tiene una extensión de $13,700\text{Km}^2$, siendo la mayor cuenca del interior de los Andes y recogiendo la mayoría del drenaje del Ecuador Andino.

El tramo medio del Pastaza – entre su llegada a la meseta del Puyo y su salida a la verdadera Llanura Amazónica- se caracteriza por ser violento y bronco, con frecuentes avulsiones de cauce promovidas por la rápida aluviación en una llanura sin obstrucciones que drena el valle y promueve inundaciones frecuentes. Hay eventos tectónicos que podrían considerarse

desencadenantes de oportunidad (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). El principal factor, sin embargo, podrían ser eventos que aguas arriba producen una gran remoción de material, y por tanto es probable que el componente sedimentario tenga importancia en estas avulsiones. Estos eventos bien podrían tener un origen volcánico, de dinámica de vertientes o contener un factor climático como las desestabilizaciones provocadas por las modificaciones climáticas en el Último Máximo Glacial o los ciclos Bond.

La Cuenca Oriental tiene en cabecera un conjunto de volcanes cuyos desagües vierten directa o indirectamente a la cuenca del Pastaza-Marañón. Además existen varias subcuencas (Upano, Napo, Coca, Payamino) que recogen precipitación y material sedimentario de estos volcanes y participan de la acumulación de material en el megacono del Pastaza. Esta acumulación de material se ha venido produciendo desde el establecimiento de la cordillera, en el Paleógeno, pero es mucho más acusada desde finales del Mioceno. Esto sugiere que los volcanes han estado activos y acumulando material de forma muy acusada desde al menos mediados del Mioceno. La secuencia estratigráfica definida por (Baby, P. et al. (Eds.) 2004) y (Baby, P. et al. 1997) confirma esta afirmación (ver formación Arajuno, más adelante). El Megacono aluvial del Pastaza actual tiene su origen en el Plioceno y su formación tiene que ver con las pulsaciones climáticas cuaternarias sobre el material acumulado por los volcanes (Bernal Carrera, I.C. 2009). La cantidad de material acumulada por el vulcanismo es difícil de cuantificar. Sólo en el período que llega a menos de 40KaAP en depósitos dirigidos hacia el valle del Pastaza se sugieren más de 100Km³ (Hall, M. L.1977). En cualquier caso, y sea cual sea la cantidad real de sedimento que aportan los volcanes, es evidente que es mucha y que son los principales aportes del mismo. Tungurahua, Cayambe y Cotopaxi son los volcanes activos que han tenido en la historia reciente un mayor estudio de sus riesgos y su historia eruptiva (Samaniego, P. et al.2004), (Le Pennec, J-L. et al. 2005), (Andrade, D. et al. 2005), y sólo muy recientemente se ha comenzado a monitorizar otros volcanes (IGENP, 2018). Todos los estratovolcanes formados desde el Plioceno han sido identificados como potencialmente activos y sus depósitos están presentes en la Formación Latacunga (Valle Central de la Avenida de los Volcanes) y el depósito ignimbrítico Chalupas (211KaAP). Las avalanchas y paquetes de ceniza, tefra y lapilli son comunes y pueden verse acumulándose sobre morfologías glaciales, flujos piroclásticos, y coladas de lava de tan distintas y frecuentes

fechas que es un intento vano nombrarlas todas. Baste decir que las dataciones plantean que los depósitos del Cotopaxi y Chalupas, por sí solos han rellenado sus valles aledaños, y que estos son sólo dos de los más de 86 volcanes reconocidos en los Andes Centrales (Ordóñez, J. et al. 2011).

Durante el Pleistoceno medio y superior se vienen depositando en la depresión del Pastaza y en el valle del Upano avalanchas de escombros, *mud flows*, lahares y depósitos piroclásticos que provienen de la actividad del Sangay. Estos depósitos, junto a los que provienen de la cuenca alta del Pastaza, constituyen la parte superior de la Formación Mera. Los presentes en el valle del Upano tiene su origen en al menos dos colapsos recientes del volcán Sangay en 260 y 50KaAP. Los sedimentos se han ido acumulando en el valle del Upano hasta que han cubierto el geosinclinal cretácico de borde. Las avulsiones producidas en el sistema fluvial drenan la mesa deposicional de la Formación Mera. Es importante señalar que se ha considerado que durante la última glaciación y al menos entre 32KaAP y 18KaAP el clima seco y frío ha sido responsable de la preservación de las superficies de acumulación y que la incisión fluvial ha sido muy pequeña. Por esto mismo el levantamiento y la actividad tectónica en los períodos glaciales ha sido muy reducida. A partir de 18KaAP pueden comprobarse incisiones fluviales que responden a la reactivación de la precipitación en un clima más cálido y húmedo (Baby, P. et al. 1997, 2004). La actividad tectónica de la zona Subandina y la ampliación y reactivación de las fallas de corrimiento que cortan la Superficie Mera-Upano se ha producido al compás de la variación climática, lo que supone un hecho de importancia capital para la morfología del oriente ecuatoriano, cuestión que no ha sido suficientemente estudiada ni entendida.

En la actualidad no se conocen medios para medir el volumen real total que ha podido ser transportado por el conjunto de cuencas orientales ecuatoriales durante el Pleistoceno. Si asumimos las medidas más conservadoras para los últimos 40,000 años y las extrapolamos para todo el período estaríamos hablando de más de 1200Km³. Asumiendo los cálculos para todos los depósitos de la cuenca alta del Pastaza serían más de 6000Km³. Estos cálculos nunca han podido ser confirmados, pero las cuantificaciones más recientes de todo el Amazonas subestiman el sedimento de los Andes del Norte (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011).

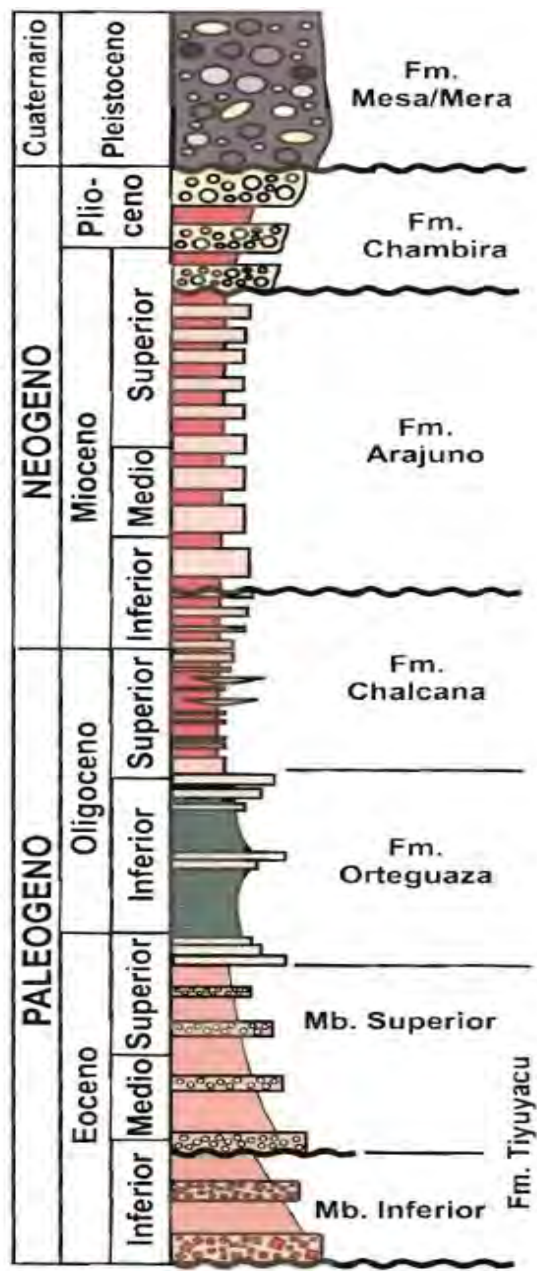


Fig. 35: Columna estratigráfica sintética del Paleógeno y Neógeno de la Cuenca Oriente; tomado de (Christophoul, F. et al. 2004).

III-1-2-1-A- Las formaciones Precretácicas y Cretácicas

El análisis de las formaciones geológicas que subyacen el territorio permite entender cuáles han sido las condiciones climáticas y paisajísticas en las cuales se formaron, en función de las cuales inferimos los paisajes del pasado. En la actualidad pueden observarse tres dominios tectónicos en la Cuenca Oriente: el Dominio Occidental o Sistema Subandino (Levantamiento Napo, Depresión del Pastaza y la Cordillera de Cutucú). El levantamiento y emersión del batolito de Abitagua está producido por la finalización de la apertura de rift, convirtiéndose en un rift abortado y dando lugar a dos subcuencas en el Jurásico Superior-Cretácico Temprano. Los depósitos de origen marino de la Formación Tambococha del Jurásico Medio forman parte del relleno sedimentario de estas subcuencas, que desembocarían en un mar somero proveniente del Norte (Díaz, M. et al. 2004). En cualquier caso se puede suponer un control tectónico del magmatismo cretácico intraplaca en forma de plumas mantélicas, ya que ha sido común en todo el margen occidental de los Andes y la Antártida (Barragán, R. & Baby, P. 2004). En el Cretácico tuvieron lugar variaciones eustáticas globales que produjeron modificaciones en las facies y fluctuaciones de la línea de costa, que introdujeron el mar hasta 200km al interior de la plataforma continental oriental (Barragán, R. et al. 2004). Durante el retroceso de los mares se produjeron las correspondientes incisiones producto de los nuevos cauces. Se produjeron al menos cinco ciclos en los que se pasó de ambientes fluviales continentales y de estuario a plataformas marinas someras. La Cuenca Oriente ecuatorial forma parte del sistema subandino de cuencas de antepaís que se extiende desde Colombia hasta Argentina (Marksteiner, R & Alemán, A. 1997). La exploración petrolera de la Cuenca Oriente ha proporcionado mucha información geológica que permite redefinir sus sistemas sedimentarios y geodinámica regional (Baby, P. et al. 1997), (Baby, P. et al. (Eds.) 2004). El relleno cretácico está dividido en tres formaciones: Hollín, Napo y Tena, cada una en varios ciclos sedimentarios que contienen areniscas, lutitas y calizas relacionadas con sedimentos en playas y mares al borde de un continente sin orógeno. Existen evidencias de una estructuración temprana de antepaís.

Los ciclos deposicionales se componen de superficies de erosión relacionadas con caídas del nivel del mar y cuerpos arenosos que evolucionan en depósitos finos. La alternancia de areniscas y lutitas se asocia con los eventos transgresivos principales. Los dos últimos ciclos

registran el comienzo del sistema de antepaís. La organización sedimentaria del Cretácico Superior es controlada por el eustatismo, el tectonismo y el volcanismo activo (Baldock, J. 1982), (Barragán, R. et al. 2004). La evolución sedimentaria cenozoica del sistema de cuencas de la Amazonía Andina ecuatorial desde el Paleoceno permite establecer el paisaje y el clima establecido allí a lo largo de más de 66Ma. La Formación Tena es la última de las formaciones sedimentarias del Mesozoico. Está datada en el Cretácico superior, aproximadamente 70MaAP. Está pobremente documentada pero se puede reconocer fácilmente por sus pizarras rojizas que se intercalan con delgados lechos de areniscas. Este sedimento fue depositado en el margen distal de una llanura de inundación, derivados de una protocordillera al Oeste (Roddaz, M. et al.2010).

III-1-2-1-B- Las formaciones Paleógenas

La Formación paleógena Tiyuyacu se divide en dos miembros a lo largo de casi 7Ma, con entre 150 y 550 metros de espesor. El miembro inferior corresponde a un conglomerado y pizarras rojizas datado en 51+/-5MaAP. El miembro superior de 46+/-0,4MaAP consiste arcillas y limos litificados, así como paleosoles característicos de llanuras de inundación. El miembro superior aflora en la región Subandina y tiene una matriz de rocas metamórficas más desarrollada en la Cordillera Oriental que la alimentada por la formación Tena (Roddaz, M. et al. 2010). A partir de esa llanura de inundación del Eoceno temprano se desarrollan los cauces que en la Amazonía Oriental serían truncados por la supuesta apertura occidental de la Bahía del Pozo desde la actual Bahía de Guayaquil. Esta sería la última transgresión marina del Pacífico, finalizando con la orogénesis Andina Oligocena y la apertura hacia el Caribe de las cuencas internas. La formación Chalcana/Orteguaza se encuentra a orillas del Aguarico alto y el borde oriental del Levantamiento Napo y la Cordillera del Cutucú. Está formada por arcillas/lutitas rojas lateritificadas con grietas arenosas y yesos calcáreos, respondiendo a un ambiente continental fluvial con grandes lavados (precipitaciones) y temperaturas (evaporaciones), con geomorfología fluvial de baja sinuosidad, cauces serpenteantes o anastomosados, similares a la actual llanura amazónica (Baby, P. et al. 1997, 2004), (Christophoul, F. et al. 2004) (Roddaz, M. et al.2010). Está superpuesta conformemente a la formación Tiyuyacu entre los 40 y 30MaAP y tiene un origen similar, con finos depósitos

fluviales que van convirtiéndose en depósitos marinos hacia el Este, compuestos de pizarras verdosas y areniscas medias y gruesas. Los *ripples* cruzados que pueden verse en el depósito hablan de un ambiente deposicional marino clásico.

Sus límites base son dos ciclos de regresión y transgresión con sentido Noroeste-Sureste y Norte-Sur, y un espesor que varía entre 255 y 455 metros para cada uno de sus miembros, para un total de 600-1000 metros (Baldock, J. 1982), (Roddaz, M. et al. 2010). Este período Eoceno es cuando la Cuenca de Antepaís oriental inicia su desarrollo con la emergencia de la protocordillera y la elevación de las fuentes sedimentarias. El aceleramiento de la exhumación tiende a la madurez sedimentaria indicando un aumento del transporte (Christophoul, F. et al. 2004).

III-1-2-1-C- Las formaciones Miocenas

En contacto superior de la Formación Chalcana se produce con la Formación Arajuno en el Mioceno Tardío (22-16MaAP) (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010). La Formación Arajuno aflora principalmente a orillas de la cuenca alta del Napo y el Arajuno como areniscas, limonitas y arcillolitas rojas (Christophoul, F. et al. 2004) así como en la carretera Puyo-Tena y Puerto Napo (Baby, P. et al. 1997, 2004). El sistema evolucionaba de una llanura aluvial a un sistema de abanicos aluviales de piedemonte. El drenaje cambiaba de longitudinal a transversal en una cuenca de antepaís sobrealimentada. Al observar el aumento progresivo de la granulometría de los depósitos Miocenos se puede inferir el aumento de la potencialidad gravitatoria fluvial por aumento de la pendiente.

Otras cuencas Subandinas tuvieron una evolución similar, aunque en aquellas se formaron varios depocentros y no sólo uno como es el caso de Ecuador. El rebote isostático actual de la Cuenca Oriente se pone en evidencia por la fuerte incisión de los actuales cauces en las formaciones preholocenas (Bès de Berc, S. et al. 2005), que convierten la cuenca deposicional en una erosiva. La evolución de la red de drenaje en la deriva oriental de los megaconos aluviales muestra que resultaba de su propia expansión al borde de la cuenca de antepaís y no por corrimientos clásicos (Christophoul, F. et al. 2004). El estilo fluvial de la Formación Arajuno corresponde a flujos divagantes de baja sinuosidad con carga sedimentaria gruesa en forma de gravas deambulantes y a meandros con carga arenosa de baja sinuosidad (Baby, P. et

al. 1997, 2004), (Christophoul, F. et al. 2004). Las paleocorrientes muestran dos sentidos de drenaje: Noroeste-Este Sureste y Norte-Sur, muy similares a los drenajes de la Formación Chalcana, aunque desplazados al Este (Roddaz, M. et al.2010). La Formación Curaray, con una profundidad de 1,000 metros, es la equivalencia al Este de las formaciones Arajuno y Chambira (Baldock, J. 1982) y el equivalente en la Cuenca Oriente de la Formación Pebas de la Cuenca del Marañón. Es la formación sedimentaria más importante de los Andes ecuatoriales y está datada entre 13,9+/-1,4MaAP y 11,1+/-1MaAP para el miembro inferior y 9,9+/-1,2 a 9,5+/-1MaAP para el superior. Esta formación se compone fundamentalmente de areniscas y limos litificados de origen mareal. Se compone de tres miembros: una arenisca inferior con conglomerados e intercalaciones de arcillas bentónicas, una unidad intermedia de arcillas rojizas, yesíferas en la base y tobáceas en la parte superior y una subdivisión superior de areniscas con lignito (Baldock, J. 1982). Tiene un contacto bien definido con la formación Chalcana, más transicional cuanto más al Sur (Christophoul, F. et al. 2004). Junto a estas estructuras sedimentarias se encuentran abundantes pruebas de fauna marina y costera (sobre todo tortugas y cocodrilos) lo que permite interpretar la Formación Curaray como el resultado de un ambiente de costa y humedal con deltas y estuarios sin nítidas paleocorrientes; es decir, la formación Pebas como el humedal que veremos más adelante (Bristow, C.R. & Hoffstetter, R.1977), (Baldock, J. 1982), (Christophoul, F. et al. 2004) y (Roddaz, M. et al. 2010).

III-1-2-1-D- Las formaciones del mio-plioceno

La Formación Chambira se superpone a la Formación Arajuno como una secuencia de conglomerados compuestos principalmente por *cherts* rojizos, cuarzos lechosos rocas metamórficas (cuarcita, esquistos), arenas azules, arcillas y troncos de árboles carbonizados. La Formación Chambira está dividida en tres unidades depositadas en forma de Mega abanico, primero de piedemonte y más tarde aluvial, provenientes de la cordillera, con un miembro medio tobáceo volcánico. Su espesor varía entre 1,000 y 1,500 metros y se depositó en el Mioceno final y el Plioceno a partir de ríos de alta energía (Baldock, J. 1982), (Baby, P. et al. 1997, 2004), (Christophoul, F. et al. 2004), (Roddaz, M. et al. 2010).

Los deltas Pliocenos que se internaban en la fase Acre (final) del humedal Mioceno tienen también influencia marina, aunque su naturaleza y extensión es objeto de debate. En cualquier

caso el sistema deposicional iba internándose al interior de la cuenca a medida que esta se colmataba, generando un ambiente deltáico sobre un pantanal que pronto quedaría conformado con un drenaje similar al presente (Hovikoski, J. et al. 2010).

III-1-2-1-E- Las formaciones pleistocenas

La Formación Mesa se compone de una serie de terrazas disectadas Plio-Pleistocenas compuestas por clastos medios y gruesos en una matriz arenosa de 1000m de espesor cerca de la cordillera y apenas 100 en su región distal oriental. Se encuentra fallada y levantada y cubierta parcialmente por los depósitos Cuaternarios que la suceden.

La superficie Mera ocupa la sección proximal al ápice del Megacono del Pastaza, aunque no es la única formación relevante en esta zona. El Sistema Subandino Oriental aflora en la Cuenca Oriente, permitiendo la observación de las deformaciones y fracturas recientes de las plataformas subyacentes. Estas plataformas se estructuran en fallas inversas con orientación Norte-Sur a NNE-NNW, lo que permite diferenciar de Norte a Sur tres unidades tectónicas, que son las mismas que podrían definirse geomorfológicamente: el Levantamiento Napo, la Depresión del Pastaza y la Cordillera del Cutucú (Díaz, M. et al. 2004). Entre la Cordillera Oriental y la Cordillera del Cutucú se desarrolla el valle del Upano, donde se acumularon gran parte de los depósitos volcánicos del volcán Sangay (Bés de Berc, S. et al. 2004). El ascenso acelerado y rápido de los Andes ha influido en la respuesta de la Placa Suramericana al traslado de materiales desde las montañas a las cuencas y el Océano Atlántico. La denudación mecánica y química y la carga resultante trasladada por los ríos desde las cuencas principales produce un rebote isostático en los Andes de 3mm/año medidos para el Plioceno (Orme, A.R. 2007b).

La Formación Mera aflora principalmente en los márgenes del Río Pastaza en forma de los muros sustentantes de las terrazas aluviales holocenas. Constituye la parte superior del megacono de piedemonte con un ápice que se ubica en la práctica bajo la ciudad de Mera. El depósito se compone de una mezcla de material grueso y conglomerados en una matriz arenosa, con una pequeña proporción de granitos y materiales metamórficos. Es indudablemente una matriz producto de sucesivos flujos de escombros y barros, lahares y

derrumbes trasladados por el río Pastaza y provenientes de los materiales volcánicos aguas arriba (Baldock, J. 1982), (Baby, P. et al. 1997, 2004), (Bés de Berc, S. et al. 2004), (Hovikoski, J. et al. 2010) Su granulometría está pobremente clasificada, con clastos que superan habitualmente el metro de diámetro. Lo habitual son barras de gravas y flujos de bloques con poco lodo en ese caso, típicos de ríos en doble régimen hidráulico de cabecera de abanico aluvial con frecuentes flujos de escombros. Las terrazas más jóvenes consisten en areniscas tobáceas y arcillas sobre las terrazas remanentes de la Formación Mesa. Como esta, sus sedimentos disminuyen en espesor, granulometría y altitud, con elementos interglaciales holocenos de geomorfología joven y dinámica (Baby, P. et al. 1997, 2004), (Bés de Berc, S. et al. 2004). Las condiciones climáticas que favorecen una cobertura vegetal constante ocurrieron no sólo durante el Holoceno sino también durante los últimos 10 millones de años, por lo que el régimen biostático ha estado presente sin duda durante toda su formación. Sin embargo, esta biostasia no es suficiente en ningún caso para frenar siquiera los procesos de modelado que dieron lugar a la actual conformación de la superficie Mera. En cualquier caso, los procesos geomorfológicos Cuaternarios son tan diferentes a los anteriores y han influido tanto en el paisaje actual que serán discutidos por separado en capítulos siguientes (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

III-1-2-2- La formación y evolución geológica de la Cuenca Oriente

La evolución sedimentaria de la Cuenca Oriental que hemos visto comprende los materiales y las formaciones geológicas existentes. Las formas del relieve y la geomorfología, que encontramos como los elementos visibles, pueden determinarse a partir de la evolución de los ambientes que se desarrollaron en la Cuenca Oriente desde el Mioceno. A partir de la formación de la Cuenca de Antepaís, las relaciones entre la Sierra y la llanura, se definen en torno a una serie de formas ambientales que diseñaron los sucesivos paisajes y dejaron su rastro en las formas del relieve. Pasamos a enumerarlas y describirlas brevemente de forma cronológica: La costa y los deltas, el Megahumedal Mioceno, Los megaconos aluviales (especialmente el megacono del Pastaza), el establecimiento de la Cuenca Amazónica actual y el El Dominio Morfoclimático Tropical-Húmedo.

III-1-2-2-A- Costa y ambiente Deltáico

Aunque aún existe cierto debate, parece bastante seguro que la Cuenca de antepaís inició la acumulación de sedimentos en la fase más reciente del Cretácico. En Ecuador, la Formación Tena es la más antigua derivada de la Cordillera Oriental, consistente con el período más antiguo de exhumación (Roddaz, M. et al. 2010). Esta orogénesis más inicial (obviando el arco isla primigenio) se relaciona con la colisión principal en el Paleoceno de la Placa del Caribe y la Suramericana basada en los cratones, escudos y plataformas precámbricos, paleozoicos y mesozoicos. Durante todo el Cenozoico, el desarrollo y el relleno sedimentario de la Cuenca Amazónica fue principalmente controlado por la tectónica y los procesos derivados de la subducción.

En el Eoceno (56-33,9MaAP) se produce la primera descarga erosiva, con una lenta acumulación sedimentaria en la zona distal de los protoandes orientales, en el margen de una planicie costera con ambiente de estuario. En Ecuador el principio de esta sedimentación está marcado por bajas tasas de sedimentación, debido a la formación de los drenajes derivados al Norte y menores tasas de exhumación de la Cordillera Oriental. Este es el punto de partida de la descarga tectónica que reajustará la Cordillera Oriental para su próximo levantamiento. En este punto se encuentra el primer depósito netamente oriental y diferenciado del occidente, el del Alto Tiyuyacu. Esto es una razón más que indica la edad y formación de la Cuenca Oriente. Al finalizar el Eoceno se produce una transgresión marina importante derivada del ajuste isostático del cratón suramericano. Sus depósitos tienen una tasas de sedimentación mucho mayores en la Cuenca de Antepaís, cuya carga tectónica renovará el levantamiento. A esta mayor sedimentación le acompaña una mayor exhumación, en un proceso retroalimentado presente en la estratigrafía de la Formación Orteguzza (Baby, P. et al. (Eds.) 2004). El levantamiento y el aumento de la carga sedimentaria derivada en la Cuenca Oriente produjeron el desarrollo de varios mega abanicos aluviales que desembocaban a una llanura costera. Este ambiente mareal- deltáico prevalecería intermitentemente durante las siguientes transgresiones.

III-1-2-2-B- El megahumedal Mioceno

El desarrollo del Mega humedal Amazónico en el Mioceno entre 16 y 8MaAP es el proceso más importante en términos de dinámica paisajística Cenozoica y se deriva directamente de la geomorfología creada desde el Cretácico y el clima establecido en consonancia (Hoorn, C. et al. 2010b). Los sedimentos del Neógeno en las cuencas cratónicas y subandinas contienen información crucial acerca de la historia de la Amazonía. Los afloramientos a lo largo de muchos ríos amazónicos son una fuente excelente de datos geomorfológicos; combinados con los datos proporcionados por las empresas petroleras y agencias gubernamentales tenemos una buena base de estudio de las formaciones, especialmente para formaciones como Pebas-Curaray.

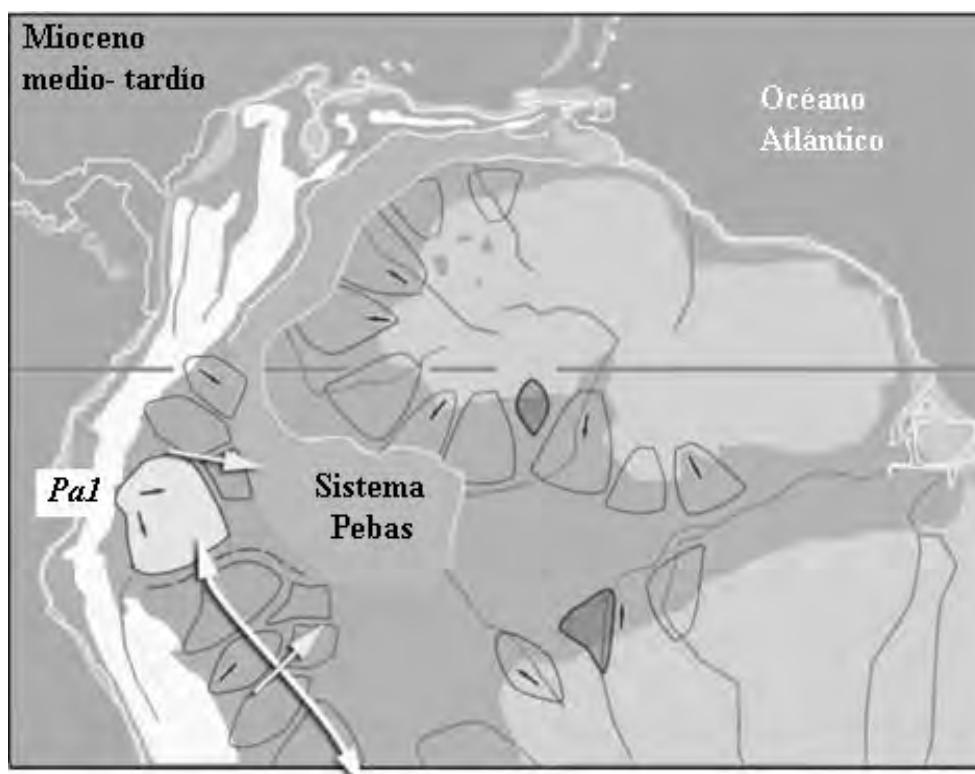


Fig. 36: Ambiente deposicional Mioceno. Los megacónos generados por el cratón dominan un ambiente deposicional al inicio del Mioceno. En el Mioceno medio tardío. Los ríos de origen andino se convierten en los principales proveedores de sedimentos de la cuenca de antepaís, produciendo megacónos. El Sistema Pebas separa hacia el noreste los paisajes dominados por los decrecientes megacónos del macizo de las Guayanas de los megacónos y humedales dominados por los Andes que se expanden hacia el Oeste. Del Mioceno tardío al Pleistoceno se produce la continuación del crecimiento de los megacónos andinos. Los ríos principales ocupan las depresiones entre megacónos, hacia el este. (Pastaza adaptado de Neller et al. 1992; Rasanen et al. 1992; Bes de Berc et al. 2005; Latrubesse 2002). Mapa adaptado de (Wesselingh, F. P. et al 2010) y (Wilkinson, M. J. et al 2010).

De acuerdo a la Convención de Ramsar de 1971 un humedal es una zona de la superficie terrestre que está temporal o permanentemente inundada, regulada por factores climáticos y en constante interrelación con los seres vivos que la habitan. Se reconocen cinco grandes tipos de humedales modernos: marinos (humedales costeros, incluyendo lagunas costeras, costas rocosas y arrecifes de coral); estuarios (incluyendo deltas, marismas y manglares); lacustres (humedales asociados con lagos); ribereños (humedales a lo largo de ríos y arroyos); palustres (pantanos y ciénagas). El Megahumedal que se puede inferir para el sistema Pebas se componía de lagos y pantanos poco profundos con un área de más un millón de kilómetros cuadrados y conexiones mareales profundas con el Caribe. La evolución de este paleohumedal amazónico incluyó cuatro de los cinco tipos de humedales considerados por Ramsar y no tiene comparación actual con ningún área de la Tierra. La causa principal del desarrollo de este humedal durante el Mioceno es el levantamiento de la Cordillera Oriental y el hundimiento consecuente de las cuencas de antepaís. Se produjo una cuenca semiendorréica que se abría intermitentemente hacia el Norte. Un arco volcánico metamórfico estuvo presente al noroeste de Suramérica desde el Triásico Tardío. Durante el Cretácico y el Paleógeno existía un sistema fluvial con dirección Este- Oeste procedente de los cratones. A mediados del Mioceno cambió la fuente preeminente de sedimento y cauces de los cratones a los Andes. Fue en esa época cuando la subsidencia superó a la entrada de sedimentos y resultó en las condiciones ambientales pantanosas y lacustres que caracterizaron la mayor parte de la Formación Solimões/Pebas/Curaray. Durante el Mioceno la Amazonía tuvo un régimen climático estacional o monzonal con precipitaciones mayores que en la actualidad. La combinación de altas tasas de precipitación, el aumento del espacio para la deposición debido a la subsidencia antes mencionada y el suministro de sedimentos andinos que venían a sumarse a los cratónicos dio lugar a un humedal amazónico de gran tamaño. Como consecuencia del aumento de las precipitaciones y los levantamientos orogénicos miocenos se produjo el aumento de la cantidad disponible de sedimentos y las tasas de sedimentación en las cuencas cratónicas y subandinas de antepaís. Como consecuencia, a lo largo del Mioceno medio y tardío el humedal amazónico comenzó a reducirse por colmatación hasta que la cuenca alcanzó su configuración actual. Las formaciones propias de este Megahumedal comparten distribución, extensión y características sedimentarias, paleontológicas y

geoquímicas. La profundidad de las formaciones Pebas relacionadas tienen un espesor aproximado de 1000 metros (Hovikoski, J. et al. 2010), (Hoorn, C. et al. 2010b) y (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010). En las formaciones Miocenas amazónicas se pueden diferenciar tres fases (Wesselingh, F. P. et al.2010), (Hovikoski, J. et al. 2010), (Hoorn, C. et al. 2010b):

- La primera de estas fases corresponde a los ambientes fluviales previos a la formación completa del sistema Pebas. Se compone de un humedal “proto Pebas” iniciado en la Cuenca Oriente ecuatorial como un ambiente lacustre que dará lugar a la Formación Curaray entre 24 y 16MaAP. Hacia el Oeste se transforma en la formación arenosa y fluvial conocida como Arajuno (Burgos, J.D.Z. 2006). La vida en los entornos fluviales y el humedal incipiente está directamente relacionada con la actual. La floresta incluía muchas especies con taxones modernos de bosque lluvioso. Existían pantanos de palma en la proximidad de los cauces y manglares y los foraminíferos a intervalos delgados confirman que las incursiones marinas alcanzaban el interior en rápidas transgresiones que arrasaban los cursos meándricos.
- El Megahumedal propiamente dicho es la fase Pebas, (16 a 11,3MaAP). Su centro estaba situado en la Amazonía Occidental, lo que es testimoniado por los sedimentos del Mioceno de las formaciones Curaray, Pebas y Solimões (Burgos, J.D. et al. 2004) y (Burgos, J.D.Z. 2006). El humedal alcanzó su máxima extensión durante el Mioceno Medio y Tardío. La influencia marina en la Amazonía tuvo un papel largo tiempo. Hoy en día se reconocen rastros en la Amazonía. Por ejemplo el delfín de agua dulce o escualos amazónicos modernos se adaptaron al agua dulce en el Mioceno después de su ingreso a través de las conexiones marinas con el Caribe.
- La fase Acre el Megahumedal (11,3 a 7MaAP) corresponde con un enorme pantanal fluvial-mareal que fue transformándose poco a poco en un temprano cauce amazónico. Las deposiciones sedimentarias Andinas en la Cuenca Oriente habían dado lugar a la Formación Chambira y los megaconos resultantes de la orogénesis que se aceleraba en esos momentos (Burgos, J.D.Z. 2006). La orogénesis terminó por cerrar el paso a los cauces derivados al Norte y sólo quedó como remanente en Lago Maracaibo, conservado como un relicto del Megahumedal Mioceno hasta su apertura artificial al mar (pero desarrollado en el Pleistoceno), y el río Magdalena como drenaje al Caribe.

Se han propuesto hasta cinco vías diferentes de paso del mar hacia el sistema Pebas a lo largo de su existencia. Debido a su larga evolución, es posible que todos ellos hayan funcionado en algún momento de su historia desde el Mioceno temprano a final (20MaAP-11MaAP). Sin un orden específico, el primero de ellos es atravesando la actual llanura de los Llanos desde el protocaribe; el segundo a través de la actual hendidura del Maracaibo; el tercero, cortando las sierras aún no levantadas al Norte y desaguando en la actual desembocadura del Magdalena; el cuarto nos habla de una posible (y tardía) incursión desde el Golfo de Guayas y el quinto una transgresión al final del Mioceno por el Mar de Paraná.

El Megahumedal amazónico del Mioceno fue uno de los paisajes humedales más grandes y longevos de la historia geológica. La evolución de este sistema deposicional fue controlada por el cambio global del nivel del mar, la subsidencia y un clima estacional húmedo o muy húmedo. Este sistema conectó la mayor parte de América del Sur a través de sus vías fluviales y marinas. Hacia el Norte estuvo unido al Caribe hasta el Mioceno Tardío lo que permitió el ingreso de organismos marinos en el drenaje Amazónico. El mecanismo más importante para su creación fue el levantamiento de los Andes y la subsidencia de las cuencas de antepaís. Alrededor de 6MaAP se produjo la reubicación del centro deposicional hacia el este y la colmatación del humedal en un clima cada vez más fresco. No existe un solo análogo moderno que se asemeje adecuadamente al sistema Pebas: vivimos ahora en un período interglaciar y los grandes sistemas deposicionales epicontinentales a nivel del mar son raros. La bahía del Guayas podría ser lo más cercano en forma a este tipo de embalsamientos mareales en aguas dulces producto de sedimentos depositando epicontinentalmente. Aún hoy el Amazonas tiene mareas excepcionalmente altas que pueden internarse 800Km tierra adentro de su desembocadura, demostrando la gran competencia de los sistemas mareales en un contexto de aguas poco profundas unidas al océano (Hoorn, C. et al. 2010b) (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010), (Hovikoski, J. et al. 2010).

III-1-2-2-C- Los megaconos aluviales y el ciclo de Irion

Los cambios climáticos producidos en el Plio-Pleistoceno han afectado directamente la forma y el comportamiento de los ríos suramericanos y de las morfologías fluviales. Los ciclos Cuaternarios han influido en la magnitud, frecuencia y estacionalidad de las precipitaciones y

escorrentías, en la naturaleza de la sedimentación en los megaconos de las tierras bajas orientales Andinas y en las llanuras aluviales, así como en la cubierta vegetal de las cuencas hidrográficas (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007).

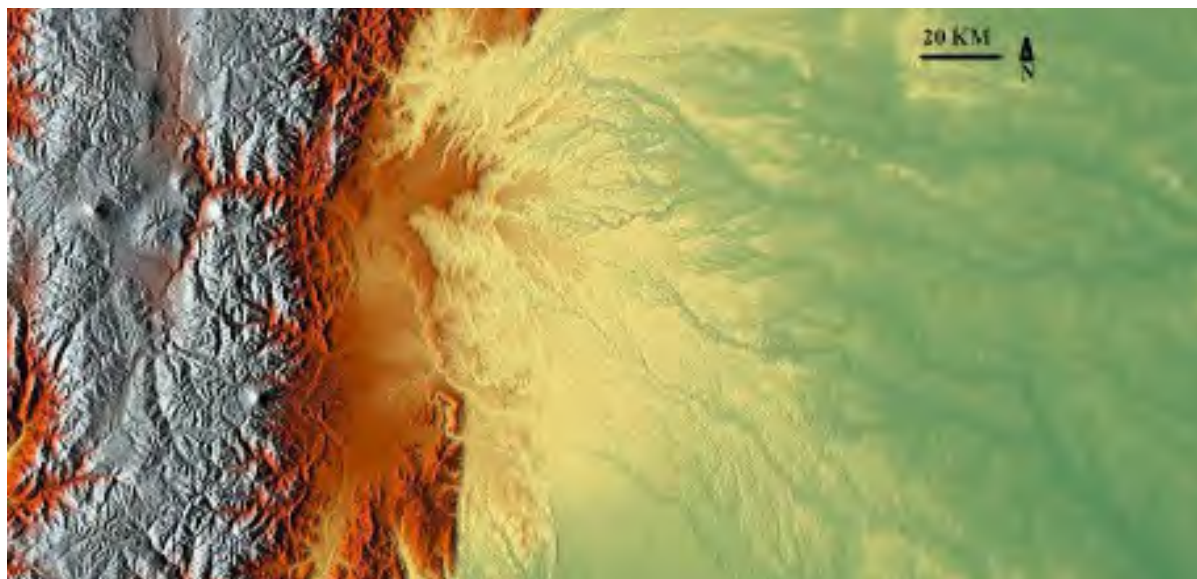


Fig. 37: El Megacono aluvial del Pastaza en cabecera. El elemento se extiende hacia el sur hasta su entrada en el sistema de Cuencas del Marañón. Modificado de Openstreetmap.

La disponibilidad de datos hidrológicos de la cuenca Amazónica ecuatoriana es muy reciente pero permite revisar la naturaleza y distribución espacial de los regímenes de lluvias y descarga, al menos desde hace 20 años. Las estaciones orientadas al Este registran hasta el doble de precipitaciones que las que se encuentran a cubierto o con orientación Oeste. El ciclo anual de lluvias andinas tiene un marcado régimen bimodal cuando la presencia amazónica es preponderante; no así cuando se asciende mucho o la presencia de la Amazonía no llega a hacerse notar. En cualquier caso en los Andes el régimen de lluvias tiene baja variabilidad estacional y un relativo máximo en julio en estaciones hacia el oriente o cercanas a las tierras bajas, sobre todo en la región Norte de la Cuenca Oriente. El Napo y el Pastaza tienen sus máximos hidrológicos en junio y agosto pero pueden sufrir enormes crecidas puntuales. Estos regímenes actuales sin embargo, no tienen porqué ser los mismos que existían durante las glaciaciones o al principio-final de los interglaciares, ya que el aporte del agua de deshielo podría haber sido excepcionalmente importante en los ríos Pleistocenos (Laraque, A. et al. 2006).

Han sido denominados ciclos de Irion el conjunto de fases en la geomorfología fluvial que sufren los ríos amazónicos durante las glaciaciones y los períodos interglaciares (Irion, G. 1984). Durante el Pleistoceno Medio y Tardío se han ido produciendo ciclos glaciares de aproximadamente 100Ka que han producido intensos cambios alrededor de los ríos Amazónicos centrales y orientales y sus afluentes más cercanos. El descenso del nivel del mar durante los períodos glaciares causó una erosión frontal del sistema fluvial principal. Cerca de la actual desembocadura del Amazonas los valles fueron erosionados del orden de los 100 metros de profundidad durante la última glaciación. El fondo en extremo profundo del Río Negro cerca de Manaos (unos 100 metros, resultando en un fondo de río a unos 80 metros por debajo del nivel actual del mar) es un resto de esta erosión glacial. Esta incisión en los valles se produjo hasta unos 4,000Km de la desembocadura del Amazonas. Durante los períodos iniciales de los interglaciares y la consecuente elevación del nivel del mar los valles troncales del Amazonas y sus afluentes más cercanos e importantes se inundaban. Las altas tasas de precipitación en la región amazónica resultaban en la creación de un lago de agua dulce que mantenía las mareas a raya. Este vasto sistema de lagos Amazónicos era inundado por sedimentos Andinos y colmatado. El proceso de colmatación aún no ha sido completado en los cursos bajos de los ríos Amazónicos. En estos cursos inferiores las rías son restos del antiguo lago construido al principio del interglacial. Pueden rastrearse pequeños valles de ríos inundados relictos de este estilo hasta la vertical de Iquitos, lo que indica cuán intensa fue la caída del nivel de base glacio-eustática que afectó la mayor parte del sistema fluvial amazónico central. Este proceso de descenso, inundación y colmatación se repitió en todos los ciclos glaciares. En zonas de levantamiento tectónico, como el área de Iquitos, el Juruá medio-alto y la región colombiana de Araracuara, se desarrollaron terrazas. Al Oeste, en la zona de las cuencas de antepaís, persistieron a lo largo del Cuaternario sistemas de megaconos como el del Pastaza. Estos megaconos tienen una dinámica casi opuesta a estos ciclos. La captura fluvial sigue siendo un fenómeno común en esta parte occidental de las tierras bajas de la Amazonía, tanto dentro como fuera de los sistemas de megaconos y el desarrollo extremadamente dinámico de los ríos glaciares-interglaciares en las tierras bajas de la Amazonía causó una reorientación continua de los cursos fluviales y de los límites de las cuencas hidrográficas (Irion, G. 1984), (Wesselingh, F.P. & Hoorn, C. 2009), (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

El Pastaza reduce su velocidad en las inmediaciones de la ciudad de Mera, donde deposita el sedimento. A partir de ese momento se configura la formación sedimentaria conocida como el Megacono del Pastaza. Los megaconos son formaciones geomorfológicas poco familiares, pero de gran interés para la bioclimatología y el paisaje. Los megaconos han sido examinados en detalle en la geomorfología de Suramérica, África e India, casi siempre en cuencas de antepaís (Räsänen, M.E. et al. 1990), (Guyot, J.-L. 1993), (Huggett, R. H. 2007), (Iriondo, M. et al. 2000), (Horton, B. K. & DeCelles, P. G. 2001).

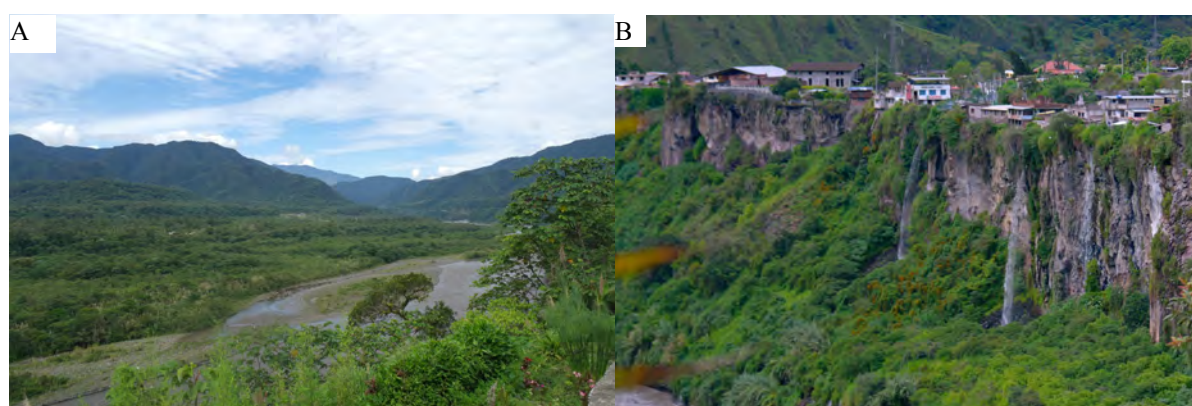


Fig. 38: Terrazas y barrancos del Pastaza en el ápice del megacono del Pastaza entre las poblaciones de Mera (A) y Shell (B). Fotos Juan Morán Sáez, 2017.

El material sedimentario se deposita a partir de la desembocadura en el ápice y se producen grandes barrancos y terrazas fluviales de enorme potencia. Las avulsiones del cauce son muy comunes y la anastomización es rápida y voraz. Muchas poblaciones tienen problemas de asentamiento en esta zona, conocida por formar parte de la superficie Mera-Upano y la formación Mesa-Mera (pliocuaternaria). El tamaño del cono hace que sólo pueda ser visto mediante fotografía aérea o satelital.

La parte alta de los sistemas fluviales de los Andes orientales ecuatoriales son cursos muy incisivos sin apenas llanuras de inundación, tremendamente vivos y erosivos, con gran pendiente. Típicamente los cursos se relajan al llegar a la llanura, transformándose en llanuras aterrazadas de diversa consideración. La Formación Mera, arquetipo de ello, está ampliamente disectada por el Pastaza y sus terrazas son testigos de pulsaciones climáticas Cuaternarias. Está cubierta por depósitos volcánicos datados en 40,580+/-1,030aAP. Su matriz de arenas volcánicas, está dispuesta en al menos tres unidades de unos 15m de espesor

y canales anchos y poco profundos. La parte media de la formación es una matriz franco-arenosa rica en cenizas y partículas rugosas sin clasificar, como lechos típicos de depósitos de lahares. Su espesor va disminuyendo a medida que se aleja del ápice del Megacono.

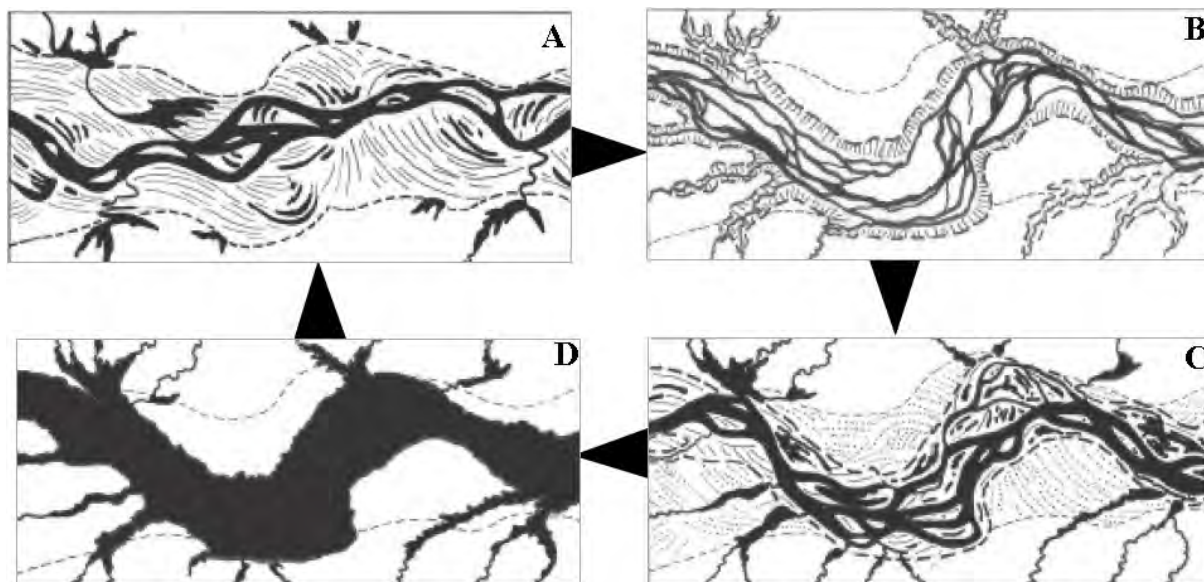


Fig. 39: Ciclo de Irion En sentido horario, (A): Llanura de inundación rellenando por aluviación durante las últimas fases interglaciales (actualidad) Erosión (B) por incisión hídrica glacial (actuales cabeceras y terrazas) Colmatación (C) de la llanura de inundación (actual tramo medio). Interglacial (D) temprano con lago Amazónico (actual tramo bajo y desembocadura). (Wesselingh, F. P. y Hoorn, C. 2009)

La superficie Mera-Upano y el ciclo de Irion son marcadores geomorfológicos de la bioclimatología Cuaternaria, en función de sus consolidaciones y regresiones (Baby, P. et al. (Eds.) 2004). Algunas lagunas Amazónicas son relictos o fotos fijas del propio ciclo de Irion.

El espesor de los sedimentos disminuye aguas abajo a lo largo del río Pastaza, al igual que les ocurre a otros ríos con este tipo de sedimentos subandinos, como el Aguarico o el Napo (Roddaz, M. et al. 2010). Los megaconos aluviales son formados por grandes aportes de agua con sedimento en cabecera, debidos a grandes lluvias o deglaciación (Iriondo, M. et al. 2000). Cuando el dominio cambia a lluvias intensas también. en zona de depósito, los megaconos tienden a desintegrarse con independencia del dominio morfoclimático. Los períodos secos y fríos paralizan la acción fluvial, pero no los procesos de acumulación en cabecera

-especialmente cenizas, *loess* y similares-. Los eventos volcánicos por si mismos no tienen la suficiente frecuencia para dismantlar los megaconos. En periodos interglaciares el dominio cálido y húmedo dismantla los conos formados, o al menos los transforma aterrazando y erosionando los mismos (Bernal Carrera, I.C. 2009).



Fig. 40: Laguna Taracoa. Las morfologías relictas de otros ambientes fluviales son el común denominador de las llanuras de inundación, bien por formaciones de pura dinámica actual fluvial o por ciclos morfológicos de largo alcance, como el ciclo de Irion. Foto : Juan Morán Sáez, 2016

En Ecuador el 80% de las cuencas principales del país se verían afectadas por una reducción de la descarga fluvial, bien por aumentos o disminuciones en el caudal, en relación a la descarga sedimentaria actual (Buytaert, W. et al. 2006), (Marengo, J.A. 2011).

Los megaconos o megaabanicos aluviales son depósitos de sedimentos fluviales de gran extensión (frecuentemente superiores a los 500Km) y baja pendiente que constituyen significativos volúmenes deposicionales de cuencas sedimentarias adyacentes en forma de

abanico, con su ápice en el punto de salida de una gran red de drenaje proveniente de una cordillera (Horton, B. K. & DeCelles, P. G. 2001). Aunque los megaconos son similares a cualquier otro abanico fluvial por su forma idéntica, se distinguen de estos por su mayor tamaño (los abanicos aluviales raramente superan los 250 km² mientras que un megaabanico medio puede medir con facilidad 10,000Km²), una menor pendiente, presencia de elementos geomorfológicos menores como llanuras de inundación, y ausencia o indefinición de selección homométrica del sedimento. Existen megaabanicos terminales, donde el agua se evapora o infiltra en un sistema fluvial antes de salir del mismo, produciendo en este caso un abanico fluvial deltáico en el interior de una cuenca -delta del Okavango-. Puede retransformarse en una cuenca propia, como es el caso del delta interior del río Níger o continuar de una forma más habitual, como es el caso de los megaabanicos aluviales de cuenca de antepaís andinos. Sus depósitos son dependientes de variables como el flujo y carga de agua, tamaño de la cuenca de drenaje, subsidencia y materiales subyacentes, lo cual está controlado por factores tectónicos, climáticos y geomorfológicos (Horton, B. K. y DeCelles, P. G. 2001). El Megacono del Pastaza está considerado entre los cinco más amplios en el Mundo en cuanto a superficie de captación con aproximadamente 60-70,000Km² (el primero es el Okavango con 180,000Km²) y muy similar al del Pilcomayo. Sin embargo el área del Megacono del Pastaza es con mucho, la más grande de la Tierra, con hasta 70,000Km² (Räsänen, M. E. et al. 1992, 1995). El Megacono del Pastaza (a veces llamado erróneamente Pastaza+Marañón) contiene sistemas de canales, lagos, deposiciones, y todo tipo de elementos fluviales de características dendríticas, meandriiformes, anastomosadas y avulsionadas, en un ambiente de pluvisilva que no deja en ocasiones visualizar con propiedad las formas y características de este gran elemento geomorfológico. El estudio global de los megaconos (definidos como aquellos con un radio de más de 100Km) muestra sus vértices situados en los márgenes de zonas montañosas o al menos tierras altas elevadas. Los cauces pueden cambiar por avulsión o por captación, en procesos repentinos que se repiten debido a la alta carga sedimentaria y su capacidad regeneradora de la morfología fluvial. Se conocen conjuntos de megaconos en racimo en muchos lugares del mundo: India, Sudán, Suramérica, sin importar las características climáticas en las que se encuentren. Esto demuestra su formación dinámica no dependiente tanto del clima como de las características fisiográficas de la cuenca que los acoge (Wilkinson, M.J. et al. 2010), (Räsänen, M.E. et al. 1990).

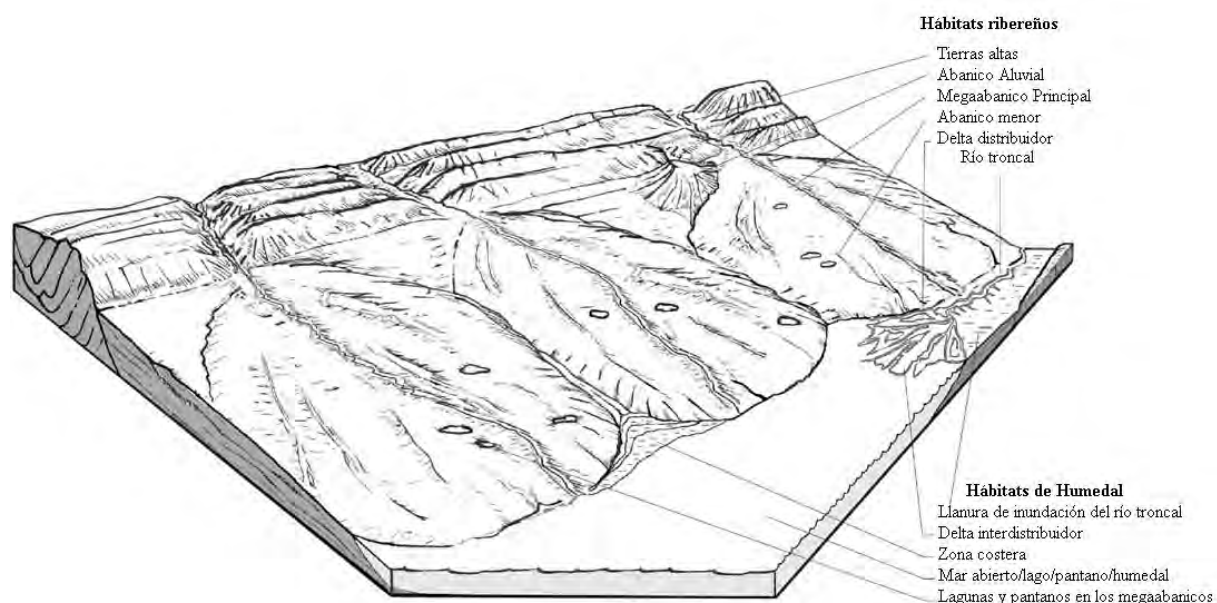


Fig. 41: Paisaje Mioceno acumulativo. Paisaje regionales modelo en las tierras bajas Amazónicas durante las fases mayores de sedimentación fluvial en paisajes costeros Miocenos. Sedimentación regional: La zona pluvial es dominada por megaconos establecidos y seriados de hasta cientos de kilómetros de largo, con pequeños abanicos aluviales secundarios. Esta da paso aguas abajo a un sistema de humedales, lagos y estuarios durante las fases lacustres y transgresivas (Fase Pebas) o a un río principal durante las fases no lacustres. Extraído de Wilkinson, M. J. et al. 2010.



Fig. 42: Paisaje Mioceno incisivo. Incisión menor: patrón de paisaje con incisión fluvial sobre los megaconos. Se forman pequeños deltas incipientes por donde los megaconos entran a los cuerpos de agua. Extraído de Wilkinson, M. J. et al. 2010.

Las teorías evolutivas de la Amazonía occidental y el sector de la cuenca de antepaís incluyen la teoría del depocentro de Räsänen (Räsänen, M.E. et al. 1990). Esta teoría coincide a la perfección con muchos de los elementos que se han supuesto para los megaabanicos. En los estudios correspondientes al Himalaya, donde los megaabanicos sí son bien conocidos, existen analogías con la evolución en Suramérica. También en el Arco de Fitzcarrald pueden encontrarse remanentes fluviales y ambientes paleosedimentarios similares a los encontrados en cuencas de antepaís que los megaconos han rellenado en el Himalaya o la cuenca mesopotámica (Räsänen, M. E. et al. 1992). La reconstrucción paleogeográfica de los megaconos ha sido objeto del interés de los científicos. Para inferir los megaabanicos en Suramérica se debe tener en cuenta que es crítico el levantamiento en el Mioceno tardío que permitiera el aporte sedimentario, y que el drenaje final del Amazonas divierte al Este en el Mioceno pleno y final; que existe una cubierta regional de sedimentos continentales y una fuente continua de los mismos y la alta probabilidad de que los megaabanicos fueran la forma principal de deposición de sedimentos fluviales continentales. Asimismo suelen acompañarse en algún momento de llanuras de inundación, abanicos aluviales secundarios, lagos y deltas internos o marinos.

La reconstrucción paleogeográfica de la región del Pastaza ha sido propuesta y parece coherente con lo dicho hasta ahora (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). Todas las reconstrucciones de la geomorfología del Oligoceno-Mioceno medio incluyen la existencia de un sistema de estuarios, lagos y mares poco profundos que se extendían desde el Magdalena-Maracaibo actuales en el Norte hasta el estado de Acre en el Sur, ocupando la mayor parte de la cuenca actual del Amazonas y fluyendo lentamente hacia el Norte en los períodos más áridos. Este sistema Pebas persistió durante al menos 15 millones de años. Los paisajes inferidos establecen que los sedimentos de megaabanicos rellenaron paulatinamente estos cuerpos de agua, mientras que las incursiones marinas dispersaban estos sedimentos cuando tenían lugar (Wilkinson, M.J. et al. 2010). Es de notar que la influencia mareal en un ambiente costero poco profundo es mucho mayor que en mar abierto debido a la resonancia del agua sobre la plataforma continental.

Durante el Mioceno (23-7MaAP) la fase de humedal de gran extensión /mar poco profundo existente en el interior de la Cuenca Amazónica conocido como Sistema Pebas señala una

geomorfología dominada al oriente de los protoandes por un conjunto arracimado de megaconos, alguno de ellos de gran tamaño, que se inclinaban y fluían hacia el cuerpo de agua interno, a lo largo de toda la costa. En el Mioceno medio y tardío (12MaAP) el Megacono del Pastaza aparece en la topografía como una de las edificaciones sedimentarias más grandes del Neógeno en el flanco oriental de los Andes. Otros megaconos relictos no se han conservado. La superficie del Megacono del Pastaza conectaba los ríos Pastaza y Napo, cuyas cuencas se han separado en el Cuaternario, y más aguas abajo, con el río Corrientes (Räsänen, M. E. et al. 1992). A comienzos del Plioceno la cordillera oriental de los Andes del Norte fue rápidamente levantada y se produjo como consecuencia un aporte sedimentario muy alto. Este aporte fue progresivamente aumentando y generando nuevos megaconos, así como ensanchando el del Pastaza. Mientras tanto la Cuenca Pebas se había colmatado y tanto el Amazonas como el Pastaza tenían ya su actual configuración. El cierre del Istmo de Panamá ocurrió en este período, afectando al clima regional de forma muy importante. La geomorfología fluvial se convirtió en la dominante en el paisaje y los ambientes lacustres y estuarinos desaparecieron, así como el conjunto de megaconos que bordeaban los cratones, completamente eclipsados por el sedimento masivo que colmataba la cuenca desde el Oeste, avanzando desde los Andes. A comienzos del Pleistoceno los megaconos andinos llegaron a su máxima extensión y se colmataron la mayoría de los lagos, humedales y estuarios. Es en el Pleistoceno cuando parece haberse producido la incisión aguas arriba y sedimentación en el moderno Megacono del Pastaza. Los megaconos Cuaternarios evolucionan formando superficies suavemente inclinadas y muestran la fuerte firma de la sedimentación. La mayoría de estos activos y jóvenes megaconos cuaternarios de Suramérica se sitúan en los márgenes orientales de los Andes. Indican una renovación en la sedimentación como resultado, al menos en parte, de un reciente aumento de la subsidencia (Wilkinson, M.J. et al. 2010). Los modernos paisajes de megaconos en Suramérica son análogos a los encontrados en el pasado, con estos grandes elementos geomorfológicos reproduciéndose en las principales cuencas de antepaís. Estas son tres regiones además de la del Pastaza: las llanuras del Chaco central en el Norte de Argentina y occidente de Paraguay, como la zona más grande con megaconos seriados; en las llanuras de Beni y los Llanos de Moxós de Bolivia también se constata la existencia de megaconos; la otra región es Los Llanos de la cuenca del Orinoco con algunos pequeños megaconos activos (Clapperton, C.M. 1993a), (Räsänen, M. E. et al.

1995), (Iriondo, M. et al. 2000), (Horton, B.K. & DeCelles, P.G. 2001), (Wilkinson, M.J. et al. 2010).

Los megaconos son fundamentales para las reconstrucciones paleogeográficas a mesoescala debido a su gran difusión en los paisajes modernos de Sudamérica, pero también en otras partes del mundo como el Himalaya. Los megaconos son elementos sedimentarios no costeros que se distinguen de los pequeños abanicos aluviales y de los deltas costeros (Wilkinson, M.J. et al. 2010), (Räsänen, M.E. et al. 1990). Los megaconos rellenaron las cuencas de antepaís andinas de forma continua, especialmente durante las fases rápidas de deposición continental del Mioceno-Plioceno Tardío y en los momentos cálidos interglaciales cuaternarios. En la actualidad el Megacono del Pastaza es un elemento topográfico que se superpone a la Llanura Amazónica. A este respecto es parecido a los megaconos más pequeños identificados en el piedemonte boliviano (Horton, B. K. y DeCelles, P. G. 2001). Es diferente de la mayoría de las regiones de distribución de sedimento en las tierras bajas amazónicas como las del río Beni y su llanura, que son áreas deprimidas que tienden a la inundación temporal. Es también muy diferente a la cuenca de antepaís en el Marañón. Allí se produce una constricción fluvial en las formaciones cretácicas geosinclinales Tiyuyacu y Tena en los Pongos. La cuenca del Marañón no tiene volcanes que añadan material ni el suficiente poder erosivo para romperlos totalmente o cubrirlos. En el caso del Pastaza, las formaciones Mesa y Chambira rompieron el dique cretácico en algún momento del Mioceno-Plioceno, quizá como consecuencia del cambio del clima más frío y estacional, la constricción de la ZCIT al área del Puyo, el cierre del Istmo de Panamá, la subida crítica de los Andes (asociada a la ZCIT) que dispara el efecto de las lluvias orogénicas en la zona, movilizandolos depósitos y activando el megacono del Pastaza (Räsänen, M.E. et al. 1990), (Wilkinson, M.J. et al. 2010). El moderno megacono del Pastaza está limitado al Oeste por el río Morona, el tramo superior de Tigre al Norte, el Arco de Iquitos al Este y el río Marañón al Sur, configurando una región de casi 75,000Km². El ápice del megacono se sitúa en la desembocadura del Pastaza en la plataforma del Puyo. Se pueden distinguir cuatro regiones diferenciadas: en cabecera, un tramo avulsionado, escabroso, aterrazado y brusco, donde la erosión de la superficie Mera Upano se hace evidente; al Suroeste, un tramo de megacono abandonado; al Sureste otro sistema parcialmente abandonado en la actual cuenca del Tigre; y la parte más alejada del ápice, que consiste en una llanura de inundación compuesta de pantanos y selva con una pendiente aún

menor (0,2m/Km), donde el río muestra una fuerte anastomización (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011).

III-1-2-2-D- El establecimiento de la Cuenca Amazónica actual

Desde el Mioceno tardío se produce la transición de la Cuenca Amazónica – y de la Oriente como margen distal-, desde una cuenca marino-lacustre a una cuenca colmatada. Las tierras bajas amazónicas fueron rellenadas por la sedimentación deltáica y de estuarios durante el Mioceno tardío.

La sedimentación pliocena consiste en depósitos continentales aluviales y ríos que discurren ya en la depozona en forma dendrítica. Las cuencas amazónicas fueron paulatinamente rellenadas mientras que los drenajes variaban el sentido hacia el Este: el Amazonas había roto los cratones al Oeste tras la colmatación y todo el drenaje basculó en poco tiempo al Atlántico. El resto del Mioceno contempló la generación de las actuales cuencas -a grandes rasgos- y la desecación del sistema Pebas. Aún parece que hubiera alguna transgresión marina procedente del Sur, relacionada con el rebote tectónico, pero está pobremente documentada.

El Pleistoceno supuso un cambio radical en la forma en la que se desarrollaban los sistemas sedimentarios y deposicionales. El clima era radicalmente distinto en cuanto a los límites de las temperaturas y precipitaciones, así como la estacionalización de las mismas. Se establecieron los actuales elementos que configuran el clima de Suramérica y sus intensidades, posiciones y movimientos fueron fijados. En este complejo ambiente se produjo el depósito de las formaciones Mesa y Mera en la Cuenca Oriente y se configuraron los edificios volcánicos y sus correspondientes mantos sedimentarios y de alteración en los Andes Ecuatoriales.

III-1-2-2-E- El Dominio Morfoclimático Tropical-Húmedo

Existen evidencias geomorfológicas mundiales de un clima cambiante. Los períodos secos y fríos se han contrapuesto a los períodos húmedos y cálidos, con gran importancia durante el Cuaternario. Estos períodos se evidencian en la acumulación y erosión alterna durante el Cuaternario y tienen relación a la existencia alternante de modelados en biostasia y en

rexistasia, en especial en el piedemonte y a gran altitud (Orme, A.R. 2007b). El sistema de modelado en rexistasia es propio de las áreas donde el clima es desfavorable para el desarrollo de cubiertas vegetales y suelos y la acción del medio es directa. En situación de rexistasia se impide la formación de suelos o se produce su destrucción. Por el contrario, se denominan en biostasia a los sistemas de modelado climático de acción indirecta y con formación de suelos y cubiertas vegetales. Los sistemas de formación de partículas son de tipo bioquímico, de gran competencia, mientras que los subsistemas de transporte y evacuación se ven afectados por la cubierta vegetal, llegando a paralizarlos. La acción antrópica es perfectamente capaz de modificar las cubiertas vegetales y los suelos, lo que introduce un desequilibrio morfogenético. La destrucción de las cubiertas vegetales por deforestación u otros métodos deja al descubierto una base muy alterada, muy asequible a su transporte y evacuación. Los medios biostáticos son potencialmente muy agresivos una vez eliminada su cubierta vegetal protectora (Muñoz Jiménez, J. 1993). A pesar de una vegetación abundante se pueden producir grandes erosiones en biostasia; para ello se necesita una precipitación muy abundante, material abrasivo (como la ceniza) y una pendiente que permita el potencial energético suficiente (Orme, A.R. 2007b). Las áreas que experimentan eventos de lluvia más intensos y frecuentes durante un ciclo de ENOS también se caracterizan por procesos de erosión superficial incrementados (Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010) y la biostasia puede verse comprometida.

La mayor parte del territorio amazónico se encuentra en el dominio morfoclimático tropical húmedo, donde prevalecen las formas fluviales en su misión transportadora y deposicional y los procesos químicos. Las formas fluviales tiene su origen último en la precipitación sobre los Andes y la llanura, mientras que los procesos químicos lo tienen en la temperatura y humedad.

La combinación de altas temperaturas, usualmente mayores de 18°C de media anual, y una humedad muy elevada de forma continua produce unos suelos muy poco desarrollados en ausencia de materia orgánica. Sólo la existencia de una cubierta vegetal puede asegurar cierto desarrollo edáfico, debido a la acumulación de humus. Usualmente la cubierta vegetal produce un mantillo en descomposición que se renueva y es consumido antes de poder establecerse cualquier perfil adicional. Las intensísimas y continuas lluvias producen un fuerte lavado en las cubiertas edáficas, lavando los resultados y organizando

homométricamente los materiales. El sustrato puede ser parte de conglomerados de derrubios y escombros, niveles fluviales o incluso rocas madres como las calizas, en un contexto de arcillas y limos muy finos. El lixiviado de los sustratos desprovistos de vegetación, o aquellos en los que ha podido producirse una sabanización edáfica pueden verse costras lateríticas y otros indicadores físicos y químicos de la deforestación o la erosión mecánica asociada. En todos los casos dominan los perfiles perhúmicos, lixiviados, alteritas, y lateritas con máxima hidrólisis meteórica.

Las formas típicas del dominio morfoclimático tropical húmedo incluye los suelos ferralíticos donde la lixiviación deja costras que quedan al descubierto al producirse la movilización del terreno. Las colinas suelen tomar formas policonvexas y de medias naranjas formadas por el flujo laminar, y los ríos tienen abundantes cascadas y derrubios. Los ríos de aguas blancas y transparente dominan a excepción de las tierras bajas. Así es común encontrar *várzeas*, e *igapós*, es decir, llanuras de inundación debidas a ríos de aguas blancas y negras, lago y lagunas propias de los meandros abandonados.

A veces, la combinación de los cursos de agua sobre una superficie muy meteorizada y arcillosa comprende un paisaje con cierta cantidad de mogotes como colinas, en este caso de materiales sedimentarios antiguos pero poco compactados y más canónicamente, calizas y pizarras.

En todo caso existe una clara prevalencia de las formas fluviales: transportadora y deposicional con ríos que dejan huellas de meandros, barras, cascadas, torrentes, playas, pedreras, lodazales, lagunas, y en general el conjunto de formas que comprende el régimen fluvial. Los ríos meandrizados son comunes, pero también lo son las corrientes anastomosadas que bajan con dureza de los Andes, tanto más vivos cuanto más cercanos a su fuente y a las precipitaciones estacionales del interior. Las llanuras fluviales y los aterrazamientos de las zonas elevadas conforman un paisaje de colinas bajas y serrezuelas sobre el área del Megacono, tanto más llana cuanto más nos internamos al Este y al Norte de la cuenca.

Las formas confirman las previsiones del traslado y el transporte de una gran cantidad de material que proviene de los Andes y es meteorizado y removilizado en el llano, además de clasificación homométrica de los materiales en función del tamizado de este transporte a lo largo de largos tramos y por superficies y climas diversos.

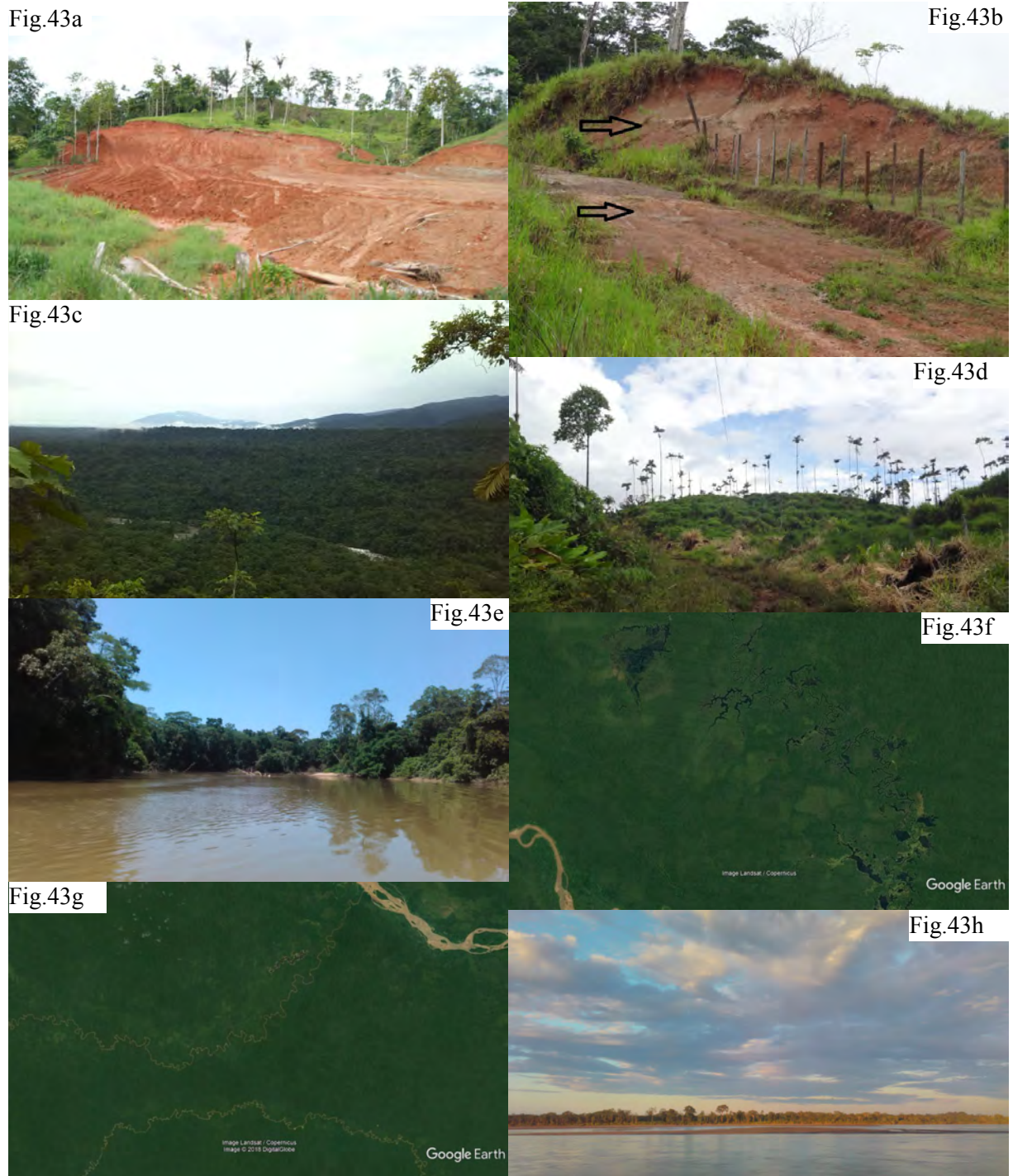


Fig. 43: Formas del dominio Tropical Húmedo. Suelos perhúmicos a los que se ha sacado la cubierta vegetal dejando al descubierto las arcillas y alteritas (Fig. 43a) costras lateríticas producto de la lixiviación -flechas indicando las costras- (Fig. 43b); colinas y serrezuelas redondeadas (Fig. 43c); colinas en media naranja por flujo laminar (Fig. 43d); áreas inundadas (Fig. 43e); llanura de inundación (Fig. 43f); ríos meandrizados y encajados, así como anastomosados lejos de la fuente (Fig. 43g); barras y playas (Fig. 43h). Fotografías Juan Morán Sáez y Google Earth Pro.

III-2- Materiales y Metodología

Durante las distintas campañas de campo, se recogieron una gran cantidad de fotografías y muestras que confirmaban o corregían los supuestos de la bibliografía. Los datos procedentes de las bases cartográficas nacionales fueron utilizados para cartografiar y representar el territorio mediante los programas de entorno SIG, principalmente ArcGIS10. Las fotos, la bibliografía y los datos se complementaron con medios más alternativos o cualitativos pero igualmente válidos para la tarea de regionalización, como Google Earth Pro, trabajo cartográfico sobre el terreno, uso de GPS y diversas aplicaciones del sistema Android para realizar mediciones del relieve o entrevistas personales a los guías y pobladores.

III-2-1- El reconocimiento de campo

El reconocimiento de campo básico trataba de delimitar las principales áreas homogéneas del relieve, ayudados siempre por cartografía preparada a propósito, fotografía aérea y apoyo fotográfico convencional. Amplias áreas del interior de la Amazonía y las grandes cordilleras sólo pudieron ser analizadas mediante métodos indirectos, como la fotografía de satélite, y aérea y la ortofotografía digital corregida. Recordemos que el área de estudio comprende un sector oriental que es básicamente un desierto demográfico y no existe registro de poblaciones ni infraestructura. Las cordilleras y el clima suponen también importantes limitadores del poblamiento y la actividad antrópica, por lo que su delimitación sobre el terreno correspondía también a estos limitadores.

III-2-2- La cartografía geomorfológica

Una vez delimitados los grandes espacios fisiográficos, pasamos a evaluar la cartografía geomorfológica sobre las capas (*shapes*) correspondientes a la geología, utilizando en casos concretos las distintas escalas disponibles. El análisis de las capas oficiales relativas a la geomorfología presentaba una formulación en base a las formas como único atributo, por lo que hubo de ser descartado para el presente análisis, salvo quizá como apoyo puntual.

La cartografía geomorfológica propone de entrada un dilema básico, que es la escala a la que se realizará el análisis. Un análisis detallado a escala 1:5000 o incluso 1:25000 suponía un esfuerzo imposible debido a la simple cantidad de horas que serían necesarias para la sola clasificación de las hojas digitales. El análisis morfométrico, es decir, el análisis de pendientes, análisis de altitudes, perfiles topográficos y demás instrumentación en el formato ArcGIS proporciona una confirmación de las principales formas que se establecen en el relieve del área de estudio. El análisis conjunto de la geología permitía la clasificación fisiográfica y la posterior definición de las unidades geomorfológicas, que podría suponer un buen inicio para la escala del análisis del paisaje que nos ocupa.

III-2-3- Delimitación de unidades geomorfológicas

Las limitaciones de la entrada de datos no resultaron tan graves, debido a que la cantidad de material para el estudio de un área tan extensa contaba para 2017-18 con coberturas topográficas, de formas del relieve y geológicas a escala 1:100.000 y de detalle 1:50.000 y 1:25.000, así como capas correspondientes a la hidrografía, y cuencas. Para los detalles siempre se pudo recurrir a ortofotografías aéreas, y las áreas de cambio se observaron con series de fotografías, especialmente recogidas con Google Earth Pro, desde 1970 en adelante. El uso de las herramientas de análisis *raster* sobre el DEM de 100m (Figs. 29abc) supuso la primera base sobre la que se podrían modelizar los distintos elementos del terreno, proporcionando el objeto perfecto para su análisis visual. El análisis morfométrico ayudó en la realización de la regionalización. El análisis de las capas geológicas (Fig.30), hidrológicas, y morfológicas, proporcionó una base bastante fiable sobre la que poder ir definiendo conjuntos homogéneos estructurales y sedimentarios y contrastarlos con las formas del relieve; en primer lugar, con la fisiografía, y luego delimitando grandes unidades geomorfológicas. Para ello se utilizaron las herramientas de análisis espacial y raster típicas del entorno SIG.

Finalmente se designaron relieves estructurales, edificios y laderas volcánicas, la depresión interandina y la región fluvial Amazónica, cada una de ellas divididas en unidades menores principales que pasaremos a definir y caracterizar.

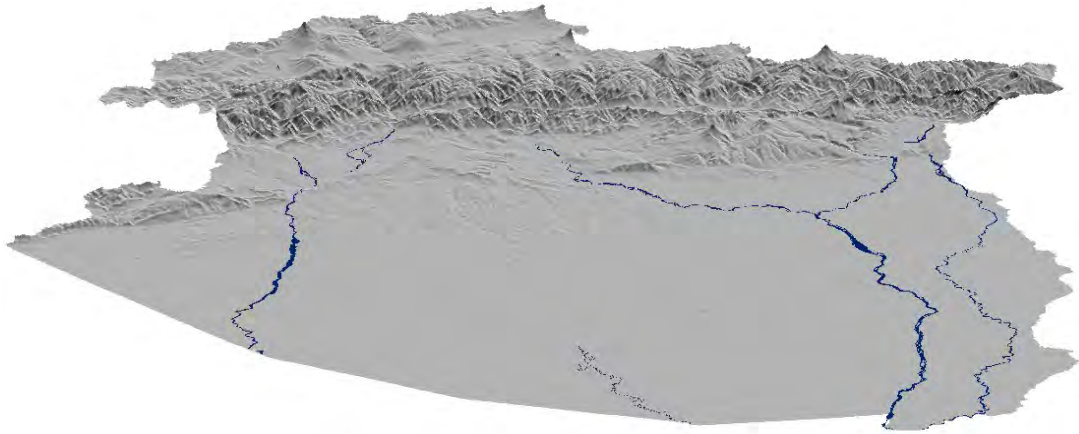


Fig. 44: Modelo Digital de Elevaciones (MDE), elaborado a partir de la interpolación de las curvas de nivel con equidistancia de 100 metros

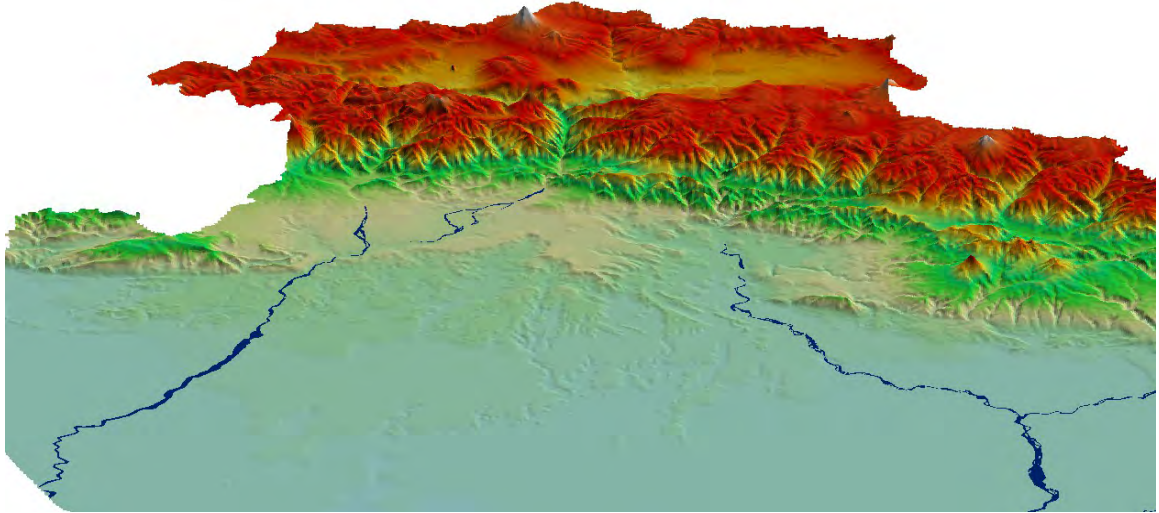


Fig. 45: Aplicación de tintas hipsométricas al Modelo Digital de Elevaciones desde la vertical amazónica.

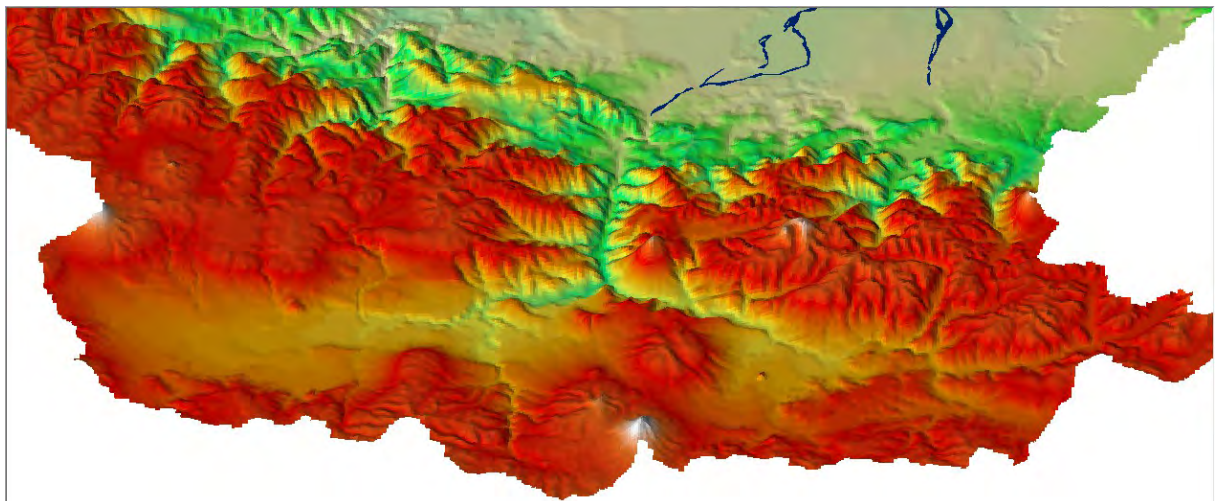


Fig. 46: Aplicación de tintas hipsométricas al Modelo Digital de Elevaciones desde la vertical Andina

Unidades Morfológicas

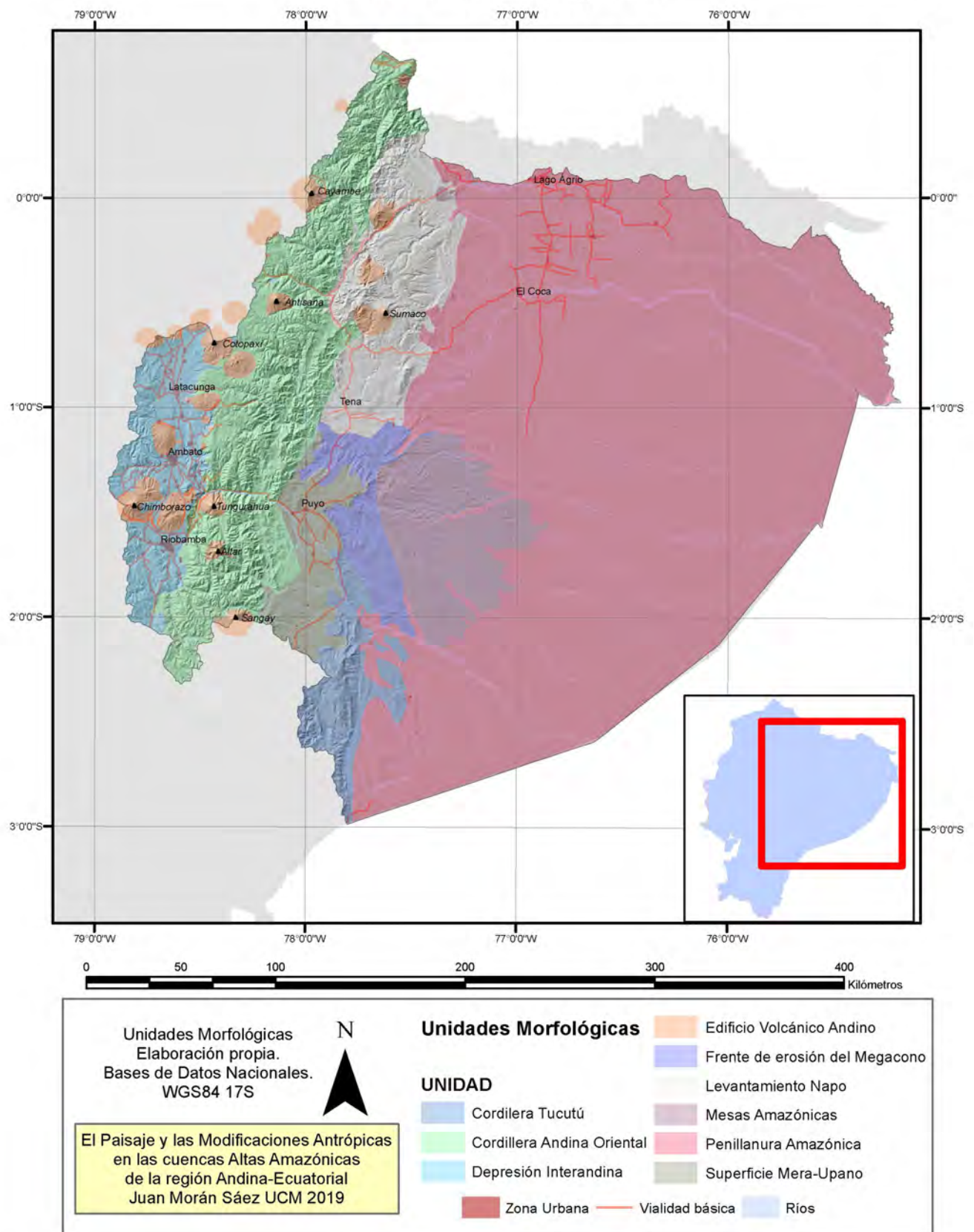


Fig. 47: Mapa Unidades fisiográficas

III-3- Resultados: Unidades Geomorfológicas

En el caso de la Región Oriental-ecuatorial, la cordillera Periandina se encuentra fragmentada en dos grandes elementos a Norte y Sur: el Levantamiento Napo (también llamado Cordillera del Napo) y la Cordillera del Cutucú. Ambos elementos se encuentran separados por la Cuenca de Antepaís, que en la forma de Ápice del Megacono del Pastaza caracteriza el escalón Periandino en el Centro Oriente. El Megacono del Pastaza se abre al Sur hacia la confluencia con el Marañón y dejando al Este la penillanura Amazónica. Atendiendo a las formas del relieve y su modelado, y a partir de las grandes unidades fisiográficas (Fig.47) distinguimos:

- El relieve estructural, incluyendo las unidades morfológicas de la Cordillera Oriental, el Levantamiento Napo, y la Cordillera del Tucutú.
- Edificios y laderas volcánicas, con los Estratovolcanes y Otros Edificios.
- La Depresión Interandina, en donde encontramos los Valles Interandinos y los Paquetes Sedimentarios.
- La Región Fluvial, incluyendo la Penillanura Amazónica, las Mesas denudacionales y disectadas Amazónicas, el Frente de Erosión del Megacono del Pastaza y la superficie Mera-Upano.

Cada una de estas unidades y subunidades se caracteriza a continuación.

III-3-1- El relieve estructural

El gran conjunto fisiográfico que corresponde al Relieve Estructural está formado por tres grandes unidades dentro del conjunto Andino: la cordillera Oriental, el Levantamiento Napo y la Cordillera del Cutucú.

III-3-1-1- La Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental (o Real) recorre el área de estudio de Norte a Sur por su mitad Occidental (Fig. 48). Se compone de esquistos, granitos y depósitos volcánicos con franjas de

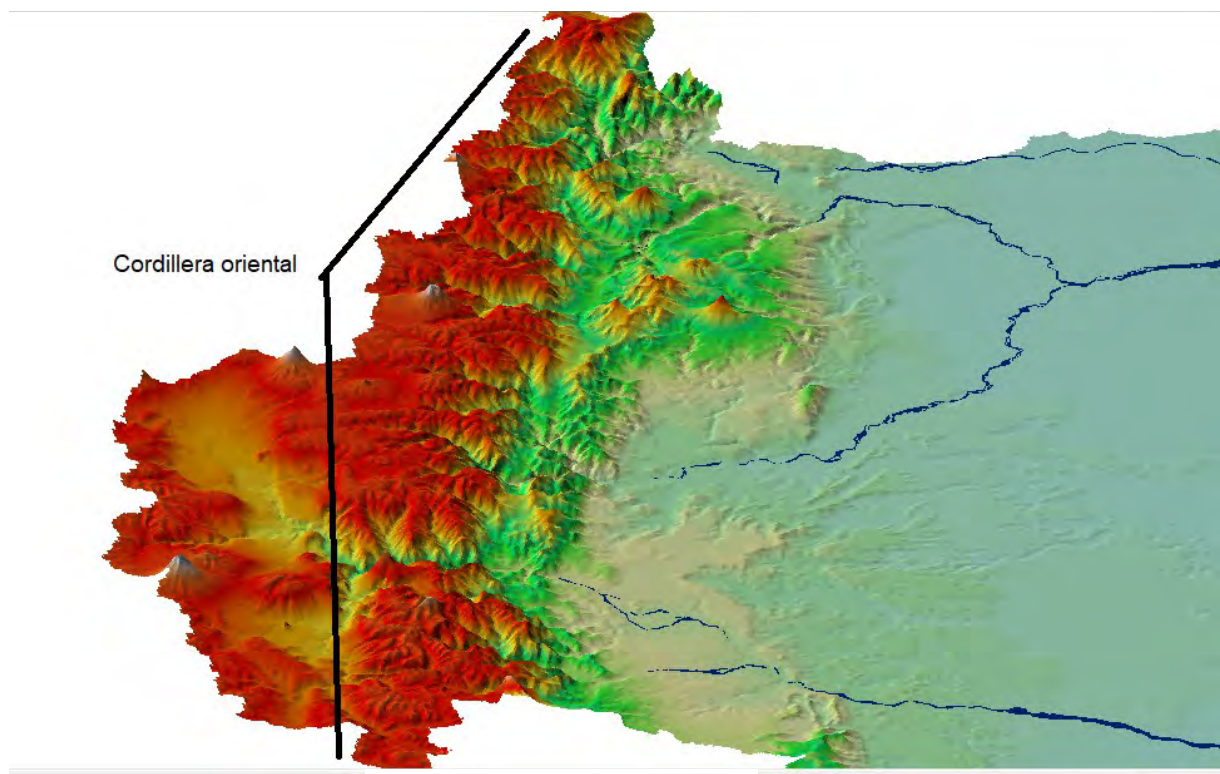


Fig. 48: Cordillera Oriental

lutitas y calizas negras. Está festoneada por volcanes en un conjunto de máximas pendientes, por encima de los 1000msnm y superando los 4000 en algunos sectores. Destacan en este contexto la Incisión del cañón del Pastaza que atraviesa la Cordillera y la formación del Granito de Abitagua, que cierra el cañón antes de su apertura al Oriente. Su mitad occidental se encuentra cubiertas por material detrítico volcánico, y su mitad Oriental acompañado por el Levantamiento Napo al Norte y los depósitos aterrazados de las formaciones Mesa y Arajuno. Los volcanes de este área son el Sangay, el Altar, el Tungurahua al Sur y el Chalupas, Antisana y Cayambe al Norte.

Existen amplias cumbres disectadas en un relieve extremadamente joven, con una dinámica geomorfológica basada en la desestabilización de las pendientes y una dinámica fluvial extremadamente agresiva, con ríos cortos y bravos. Las cumbres más altas suponen un ejemplo de morfología glaciaria, con valles en U, circos glaciares, cabeceras, hombreras y morrenas, tanto más habituales cuando más expuesta se encuentre la ladera al Oriente. El fondo de estos valles está relleno de sedimento volcánico y la agricultura está bastante

desarrollada. La parte superior es páramo y superpáramo utilizado para la ganadería y el cultivo. Las regiones más meridionales componen un paisaje de páramo andino de gran interés paisajístico, con lagunas de carácter glaciar. Los estudios de esta región (Alausí, Ozogoché, Totoras, etc.) son escasos y se relacionan con elementos culturales y antropológicos. El carácter glaciático de las lagunas es prácticamente desconocido. Estas lagunas se encuentran en franco retroceso y dejan al descubierto un sedimento que se convierte en páramo, con suelos túrbidos y de naturaleza anóxica.

Los volcanes ecuatoriales y las elevaciones por encima de los 5000msnm son lo suficientemente altos en la actualidad como para soportar campos de nieve y glaciares cerca del ecuador geográfico. Es posible observar el modelado glacial y periglacial con facilidad hasta los 3000msnm (Clapperton, C.M. 1993ab). El hielo de los glaciares han esculpido el lecho rocoso, formando circos y valles en forma de U y depositando sedimentos erosionados en forma de morrenas. En los actuales Andes húmedos los procesos geomorfológicos dominantes son la evacuación de sedimento y escombros y los flujos de arroyada que pueden incidir sobre materiales yacentes y erosionarlos. La preponderancia de la erosión o la sedimentación está relacionada en la actualidad con la dinámica de laderas y vulcanismo, así como ciclos y procesos producto de la geomorfología climática (Young, K.R. et al. 2007b).

En esta región existen contextos volcánicos y aún pueden encontrarse lenguas basálticas arrasadas por el glaciario y cubiertas posteriormente por cenizas o depósitos morrénicos. La población de estas regiones es poca y se encuentra muy dispersa pero su acción no parece estar controlada: es común encontrar diques, cultivos, rozas y quemas, trincheras y desecaderos que están transformando el paisaje y destruyendo el páramo (Buytaert, W. et al. 2006). A pesar de contarse entre los lugares más reconocidos por los ecuatorianos y sus autoridades, las medidas de protección de estos ecosistemas son bastante deficientes. El desconocimiento por parte de la población del porqué de la formación de este paisaje es muy grande. Las montañas y el páramo que las rodea suelen estar cubiertas de nubosidad durante gran parte del año, por lo que la lluvia horizontal y el rocío producen gran parte de la precipitación. Cualquier precipitación mayor sobre las altas cumbres puede producir la desestabilización de sus laderas, y de hecho, así sucede tan a menudo que pueden verse abundantes formas producto de la dinámica de laderas.

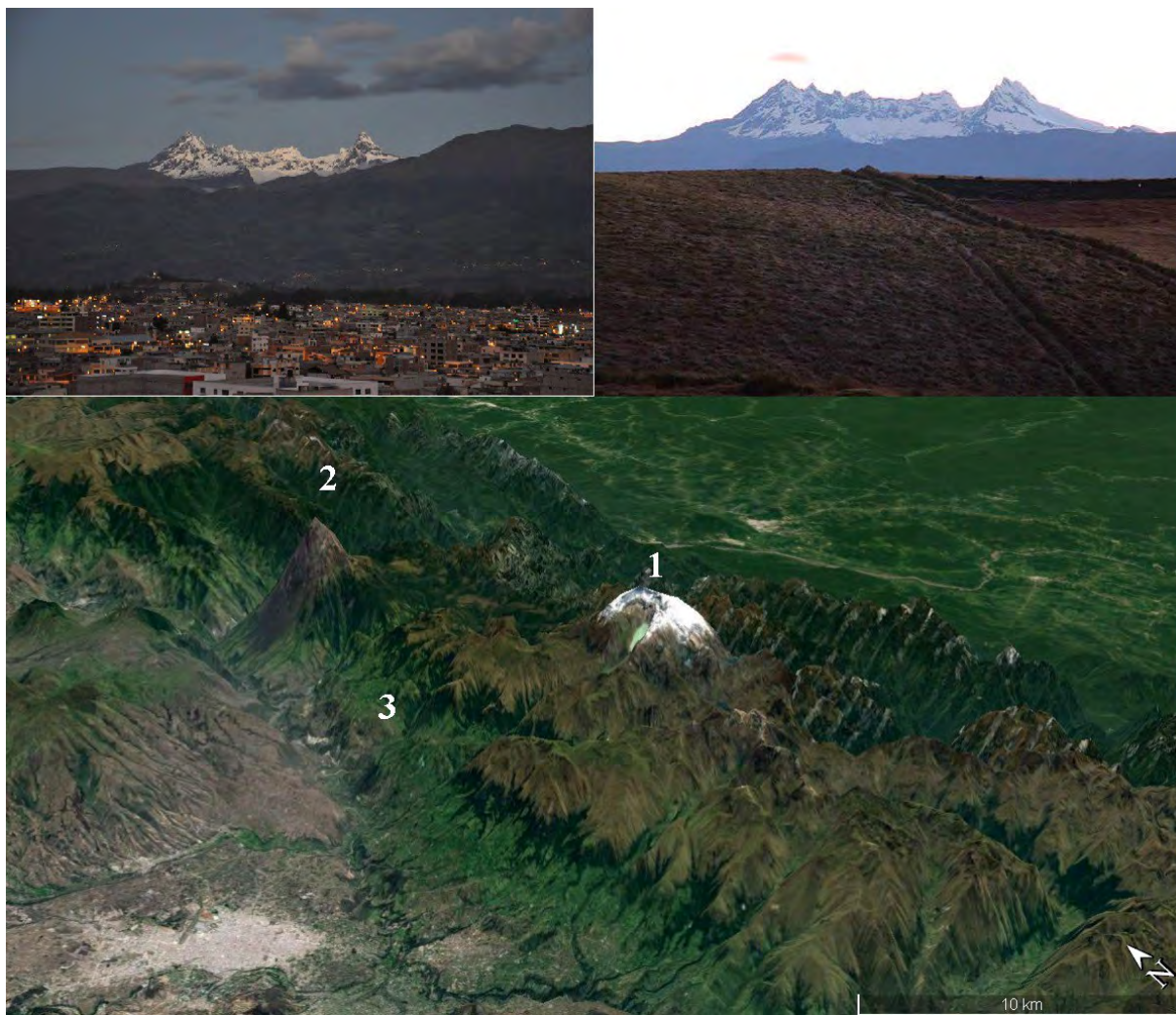


Fig. 49: Entorno del Altar. Arriba izquierda. El volcán El Altar desde la ciudad de Riobamba y sobre la Cordillera Real u Oriental. Arriba derecha: El Altar desde el páramo cercano altamente antropizado a pesar de encontrarse en el Área protegida del Parque Nacional Sangay. Abajo: imagen 3D donde (1) puede verse la forma de la caldera de El Altar proyectada hacia el Oeste de la Cordillera y con la laguna claramente visible en un circo glaciar que ha aprovechado la forma creada por la explosión, así como otras formas y lagunas glaciares en sus cercanías. El Volcán Tungurahua (2) lanza sus piroclastos hacia la muy disectada cuenca del Chambo, donde los depósitos laháricos quedan acumulados y son trasladados cuando se produce la siguiente avenida. El Altar tiene su principal desagüe (3) al mismo río Chambo, lo que aumenta la carga de esta cuenca sobre saturada. Al fondo puede intuirse el Megacono del Pastaza y la ciudad del Puyo. Fotos Fausto Bonifaz 2015. Imagen Google Earth 2018

III-3-1-2- El Levantamiento Napo

El Levantamiento Napo o Cordillera del Napo (Fig.34) es un conjunto montañoso Periandino situado al Este de los Andes ecuatoriales y al Norte de nuestra área de estudio. Está compuesto de calizas negras y lutitas coronadas en su plegamiento por los volcanes orientales

Sumaco, Pan de Azúcar y Reventador. Los derrubios volcánicos cubren el Levantamiento en parte, pero dejan aún una amplia región montañosa de carácter kárstico, en la que es común encontrar conjuntos espeleológicos y cascadas. Los ríos Napo, Coca, y Payamino rodean y delimitan el conjunto y lo atraviesan. Las montañas demuestran ser jóvenes pero muy meteorizadas, con pendientes medias y grandes y alturas que apenas superan los 3500msnm. De su zona Suroccidental surge el granito en forma del Macizo del Abitagua y es recorrido en su perímetro oriental por las formaciones Tena, Tiyuyacu y Chalcana. Limita al Oeste con las estribaciones en continuación de la Cordillera Orienta

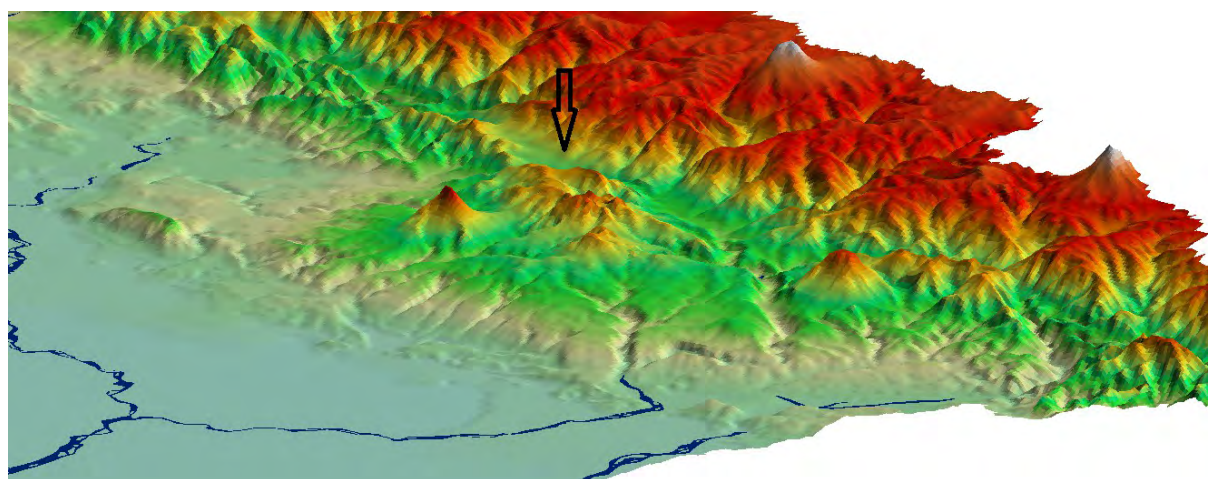


Fig. 50: El Levantamiento Napo en DEM



Fig. 51: Karst en el Levantamiento Napo. El contexto calizo y de roca sedimentaria genera derrumbes, cascadas y morfologías kársticas. Foto: Juan Morán Sáez, 2018.

III-3-1-3- La Cordillera del Cutucú

La Cordillera del Cutucú (Fig. 52) es la sección al Sur del área de estudio que corresponde a los plegamientos Periandinos. La Cordillera no tiene componente volcánico asociado calizas negras, lutitas y areniscas con derrubios que sí tienen origen volcánico y que recorre también sus faldas. Son las formaciones Tena, Napo, Hollín, Chapiza, Santiago, Macuma, con derrubio volcánico en sus faldas, El valle del Upano a occidente y la continuación hacia el Sur del Megacono del Pastaza, representando su cuenca el límite Suroriental del área de estudio. Es recorrida por la divisoria de aguas entre la cuenca del Pastaza y la del Upano y no tiene una gran altitud ni desniveles demasiado pronunciados, aunque asciende desde los 500 a los 2000msnm. La sección de la cordillera se extiende hacia el Sur fuera del área de estudio. El Cutucú demuestra junto al Levantamiento Napo que los plegamientos de las formaciones sedimentarias de edad cretácica y Paleógena subyacen a las más jóvenes y aparecen marcando una línea Periandina. En algunos lugares de la cuencas de antepaís amazónico- andinas estas cordilleras quedan cubiertas por los nuevos sedimentos y la línea Periandina queda laminada y cubierta por las descargas fluviales (como es el caso del Pastaza) o bien trazan un corte a modo de cañón corto o Pongo (como es el caso del río Marañón, que nunca cubre por completo los plegamientos).



Fig. 52: Cordillera del Cutucú

III-3-2- Edificios y laderas volcánicas

Si hay algo impresionante en los Andes y entre las montañas del Mundo, son los enormes nevados que coronan las alturas de la Cordillera Andina, especialmente si estos son los estratovolcanes en frecuente erupción que abundan en Ecuador. Los edificios volcánicos ocupan La cordillera de los Andes su sector Norte, y en el Ecuador se despliegan construyéndose en el interior, al oriente y al occidente, e incluso en el Levantamiento Napo. Los orígenes de este vulcanismo se deben buscar en la subducción de la Dorsal de Carnegie bajo en continente Suramericano. A continuación se describen los principales conjuntos volcánicos del área de estudio.

III-3-2-1- Estratovolcanes

El Chimborazo es el volcán más grande e imponente del Ecuador, con 6.263msnm, y uno de los mayores estratovolcanes de la Tierra. Sin duda la altura y masa de este coloso domina los Andes del Norte. Desde la cercana ciudad de Riobamba se eleva nada menos que 4.400 metros y es visible desde la costa en días despejados. El Chimborazo es un estratovolcán compuesto, glaciado desde los 4.500 metros. A su alrededor se encuentran otros volcanes subsidiarios que por sí solos ya serían elementos morfológicos importantes, como el Carihuaiazo o el Puñalico. Sus tres picos se encuentran situados de Este a Oeste y tiene una base de unos 25Km de diámetro. Su última erupción puede rastrearse tan pronto como hace 1.500 años. Las erupciones más recientes han hecho crecer el domo occidental. Los glaciares cubren por completo los cráteres y capas alternantes de tefra y lava se inclinan al Oeste, donde un nuevo domo se alza para dar la apariencia de una montaña de escombros (Hall, M. L. 1977).



Fig. 53: Las laderas del Chimborazo. A: Volcán Chimborazo desde la ciudad de Riobamba. El tamaño del coloso hace que se pierda la perspectiva de su tamaño. Desde esta vertiente se puede observar en primer término la ciudad, construida sobre los megaderrumbes de 35KaAP y 8KaAP; la vegetación muy antropizada llega a los 4.500msnm. A partir de ese punto puede verse a la vegetación colonizando las laderas hasta las primeras lenguas glaciares. Las morrenas y elementos glaciáricos del Último Máximo Glaciar están cubiertas por depósitos volcánicos y piroclásticos asociados y erosionados por la dinámica de laderas holocena. Foto Fausto Bonifaz, 2013. B Campamento a 4.500msnm en la ladera sur del Chimborazo. Puede observarse la vegetación xerofítica en las cercanías de las Agujas Whymper. Foto Fausto Bonifaz, 2013. C: Las faldas del Chimborazo ocupan una ganadería y agricultura de gran calidad. Foto Daniel Boyano Sotillo, 2014. D: mapa preliminar de la mega avalancha de escombros definida por Clapperton y estudiada por Alcaraz y otros.

Sobre la Cordillera Oriental se sitúa el volcán Altar (5.319msnm). Se encuentra a 25Km al Este de Riobamba. La caldera colapsada y proyectada al Oeste tiene un diámetro de más de 3Km y resulta espectacular. En 1.977 aún se podían encontrar una multitud de glaciares colgados de los picos. Las laderas que les acompañan se deforestan para la agricultura y la ganadería, se sustituyen las especies dominantes por pino y eucalipto y se han realizado obras de acondicionamiento de vías que desestabilizan aún más las laderas de los alrededores alto parameros. Son comunes las desestabilizaciones de las laderas y los accidentes de tráfico; el difícil acceso de los medios de salvamento es un factor añadido a esa peligrosidad. Los

flancos de la caldera, que tiene forma de herradura, están compuestos por lavas y brechas alternantes con una inclinación de 34° (Hall, M.L. 1977). El volcán debía ser tan alto como el Cotopaxi, y al menos muy parecido en altitud al Chimborazo, pero en algún momento del Pleistoceno sufrió una explosión muy similar a la del Santa Helena en 1985. Según las historias locales, la forma actual de la montaña tiene que ver con una erupción de 1460 o 1490. Sin embargo, las formas glaciares y el rastro dejado en las laderas del volcán demuestran que la explosión debió tener lugar en algún momento del Pleistoceno, aproximadamente en 100KaAP. Lo que sí es muy probable es que haya sufrido pequeñas erupciones periódicas debidas al taponamiento de su caldera.

El Sangay es otro estratovolcán activo de importancia capital en la conformación del paisaje de la Cordillera Oriental del Ecuador. Se trata del más meridional de los volcanes activos en los Andes del Norte. Se caracteriza por vulcanismo activo y frecuente, uno de los más frecuentes del mundo, de carácter estromboliano y vulcaniano (Stübel, A. 2004), (Hall, M.L. 1977). Durante los últimos 2.000 años el volcán ha estado en casi continua actividad y observado desde 1628, sus erupciones nunca han esperado más de 50 años en ocurrir. El conocimiento del Sangay es escaso. Es uno de los volcanes más remotos de Suramérica y a pesar de su actividad existen pocos estudios. Las expediciones científicas tienen que enfrentarse a las dificultades propias de la selva amazónica, de lo despoblado de la región, un clima adverso durante todo el año y al ascenso a un volcán activo. En cualquier caso se sabe que tiene tres cráteres y sus emisiones se componen de andesitas y basaltos, con abundante sismicidad.

El Tungurahua es un estratovolcán activo joven construido en forma de cono sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real. Tiene un período de recurrencia de unos 100 años y un período de actividad que puede alargarse hasta 20 años. El Volcán lleva activo desde al menos el Plioceno y ha dejado su impronta de ceniza en toda la región (Ordóñez, O. J. et al. 2013). La fase eruptiva actual comenzó hace 2300- 1400 años y los flujos piroclásticos han vuelto a rearmar el edificio desde el S.XIV (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011) Las erupciones del Tungurahua han sido ampliamente estudiadas, y sus efectos en la política, la economía y la sociedad han sido considerables. El volcán tiene su desagüe en siete quebradas, seis de las cuales vierten al Chambo y una directamente al Pastaza en la ciudad de Baños. La última

erupción del Tungurahua comenzó en 1999-2000 y terminó de forma no oficial en 2018 (Le Pennec, J-L. et al. 2005).



Fig. 54: Tungurahua. A: el Tungurahua en febrero de 2014 desde Riobamba. A pesar de estar a más de 30 kilómetros, la columna de humo y ceniza oscureció el cielo en Riobamba y cubrió gran parte de las provincias de Chimborazo y Tungurahua. El último proceso eruptivo ha tenido media docena de estas explosiones, que han producido pérdidas humanas y económicas bastante importantes. B: el Tungurahua en 2018. El proceso eruptivo se puede dar por finalizado, aunque los riesgos asociados al volcán están lejos de desaparecer. La inestabilidad de las laderas y la torrencialidad de las lluvias es un importante factor a tener en cuenta, en especial por la generación de nuevos lahares o la movilización de los depósitos. C: Cauces laháricos del Tungurahua en las laderas occidentales. Se advierte la potencia decamétrica del depósito y las sucesivas incisiones; puede observarse que algunos de los fragmentos arrastrados y cementados tienen varios metros. 2014. D: Depósitos laháricos vertiendo al río Chambo en las cercanías del Puente de las Juntas. La profundidad de estos abanicos es de centenares de metros y se extienden varios kilómetros. Fotos Juan Morán Sáez, 2014-2018.



Fig. 55: Serie eruptiva del Tungurahua. Secuencia de la erupción del Tungurahua el 1 de febrero de 2014 desde Pillate. Este tipo de erupciones han sido características del Tungurahua y otros volcanes cercanos durante el Holoceno. Son explosiones IEV3, con gran profusión de ceniza, nubes piroclásticas y lahares que descienden por las quebradas. Este evento y otro similar en julio de 2014 cortaron la carretera Baños-Ambato debido a los lahares, que se llevaron la carretera, destruyendo las comunicaciones. Sin embargo, después de 15 años de convivencia con el volcán, la población de Baños de Agua Santa estaba más que acostumbrada y no se produjeron daños personales. Inclusive, supusieron un atractivo turístico añadido. Nótese la enorme cantidad de ceniza y polvo que levanta incluso una erupción “menor” de estas características. Fuente: www.igepn.edu.ec

El Antisana es otro estratovolcán de la Cordillera Oriental, cercano a Quito, con una cubierta glaciaria que disminuye cada año. En los últimos 50 años ha perdido casi el 40% de los glaciares que lo cubrían. El páramo cercano y el agua del deshielo forman un importante recurso hídrico de la ciudad de Quito. Este volcán ha producido erupciones datables desde 14KaAP, con más de 40 eventos. La actividad se redujo hace unos 1.000 años y en período histórico se presumen al menos 4 erupciones: 1590-1600, 1760, 1773 y 1802 (Hall, M. L. et al. 2012). Vierte al Papallacta y de ahí se dirige hacia la ciudad del Coca.

Otro estratovolcán ecuatoriano con influencia amazónica es el Cayambe (5.790m.s.n.m) (Samaniego, P. et al.2004), (Stübel, A. 2004), (Hall, M.L. 1977). Se localiza al Norte de la Cordillera Real a 15 Km al Este de la ciudad de Cayambe. Se trata de un volcán compuesto con varias cumbres. A partir de los 4.800msnm se encuentra un glaciar de más de 20Km². El Cayambe es uno de los volcanes más anchos de los Andes del Norte, con más de 400Km² de base. Hacia el oriente las pendientes de este nevado son muy fuertes con una topografía escabrosa correspondiente a la parte más reciente del edificio volcánico. El Cayambe ha tenido procesos volcánicos durante todo el Holoceno, con aproximadamente 20 erupciones en los últimos 4.000 años en tres períodos (3.800-3.500aAP; 2.500-1.700aAP; 1.100-150aAP) (IGENP, 2018). La última erupción tuvo lugar en 1.786.

El Reventador (Stübel, A. 2004), (Hall, M.L. 1977) se encuentra en erupción en la actualidad sobre el Levantamiento Napo. A pesar de encontrarse a menos de 100 Km en línea recta de Quito, es un volcán extremadamente inaccesible, con un período de recurrencia de unos 10 años, con erupciones que pueden durar varias décadas. El carácter estromboliano y basáltico del volcán no puede llevar a engaños si se observa su forma. El edificio más antiguo tiene un enorme deslizamiento de su cara oriental, donde viene creciendo el nuevo edificio. La actual fase eruptiva empezó en 2.002 con una explosión IEV3 que se fue moderando hacia un flujo más líquido.

El Volcán Sumaco es plenamente amazónico y el más oriental de los volcanes de Ecuador (Stübel, A. 2004), (Hall, M.L. 1977). Es un volcán poco conocido por el público y los habitantes de sus alrededores, quienes suelen ignorar que se trata de un volcán. Su cumbre tiene un gran deslizamiento y sus lavas son las más peculiares de todos los volcanes aquí enumerados.

El Cotopaxi es el más peligroso de todos los volcanes de Ecuador. Se trata de un estratovolcán

de cono simétrico con pendientes de 35° y base enorme, con un cráter también de grandes dimensiones. Desde muy temprano se entendió que los flujos provenientes del Cotopaxi podían afectar a una cantidad de población muy grande. Se encuentra rodeado de páramos a gran altura y otros volcanes, en la zona con mayor densidad de ellos (Andrade, D. et al. 2005), (Ordóñez, J. et al. 2013), (Hall, M. L.1977). Tiene un período de recurrencia de unos cien años, y sus erupciones suelen durar aproximadamente dos o tres. Tiene un carácter entre vulcaniano y pliniano y un casquete glaciario que lo corona. El Cotopaxi llevaba más de 100 años sin erupcionar hasta que, tras una renovación de la actividad sísmica en 2001 comenzó de nuevo en 2015 (IGENP, 2018).

III-3-2-2- Otros Edificios

El conjunto volcánico del los Andes del Norte en Ecuador y en las vertientes orientales no sólo incluye grandes estratovolcanes, sino que existen muchas tipologías de morfología volcánica asociada. Existen conos volcánicos como el Tulabug y el Aulabug, así como formaciones volcánicas subsidiarias y conformes en la región del Puyo. También existen restos de lenguas de lava y campos de lava, *necks* y grandes paquetes de rocas ígneas que conforman plegamientos y restos de vulcanismo del Terciario, que se extienden al Sur de forma más relictiva y más rejuvenecida cuanto más al Norte. Las formas de los volcanes incluyen en el área Andina ecuatorial grandes megavolcanes como el Chalupas, calderas de carácter freatomagmático y una multiplicidad de formas de pequeño tamaño que salpican la fisionomía del Conjunto Andino y sus regiones aledañas.

III-3-3- La Depresión Interandina

La Depresión Interandina se encuentra a una altitud comprendida entre los 2000 y los 4000msnm. Se encuentra rodeada por montañas superiores a los 4000msnm excepto por la salida al Oriente del Pastaza. Aunque las altitudes son muy grandes y se encuentran enormes desniveles, la mayor parte de estas formas son más redondeadas que las cordilleras que las rodean. Las formas principales son los valles que se abren desde las alturas andinas hacia el

interior y los paquetes sedimentarios que se encuentran recubriendo los depósitos volcánicos, andesitas, riolitas y piroclastos, así como flujos y depósitos laháricos y enormes cubiertas detríticas.

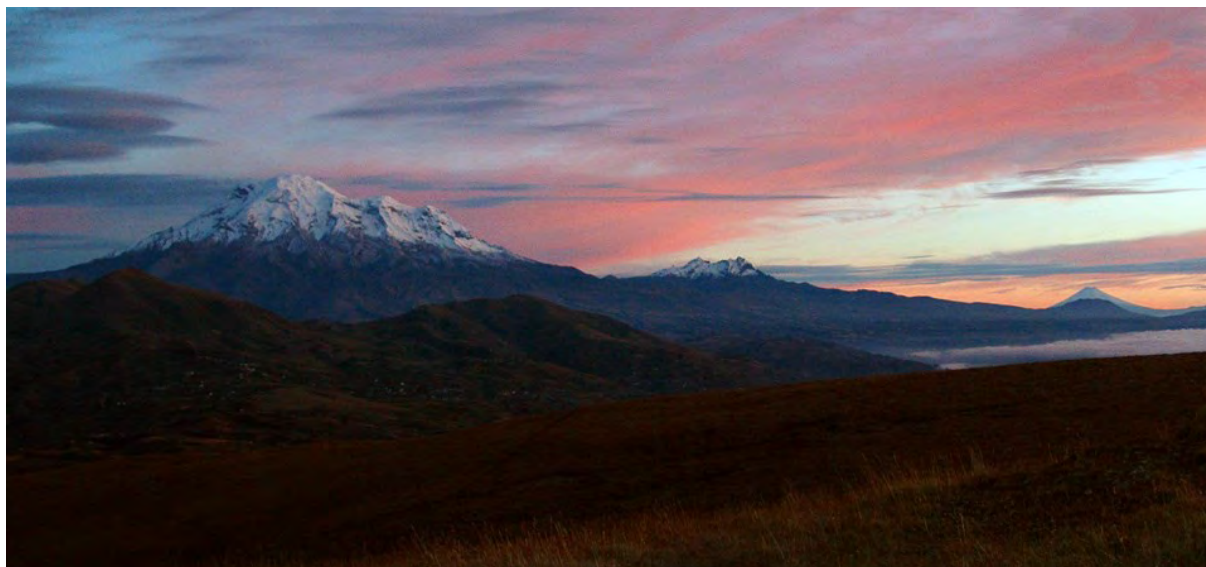


Fig. 56: la Avenida Andina. Conjunto del Chimborazo, Carihuaiazo y Cotopaxi en la Avenida Andina vistos desde la Laguna de Colta. Foto: Dani Boyano Sotillo

III-3-3-1- Los Valles Interandinos

Los Valles Interandinos surgen de los Nevados rompiendo con fuerza los canales erosivos en busca de la máxima pendiente. Aunque la estacionalidad puede tener cierta importancia, muchos valles alargados tienen microclimas con picos de precipitación y aridez. El Valle de Alao es un ejemplo de morfologías glaciares relictas, cubiertas de sedimentos y cenizas y con una salida a los paquetes sedimentarios del interior. La mayoría de los valles interandinos tienen una pendiente muy acusada y una carga sedimentaria grande. Son ríos bravos que se desarrollan sobre derrubios poco consolidados, bosques o páramos altoandinos, relieves proglaciares. Desarrollan innumerables cascadas sobre los materiales ígneos, creando con fuerza cañones, tanto en la roca como en el sedimento. De todos los Valles Interandinos el único que ha roto el paquete granítico de la Cordillera Oriental es el Pastaza, que por ello desahoga del interior todo el sedimento que recoge la cuenca del Pastaza. Las Lagunas de Ozogoeche y Totorillas al extremo Sur del Área de Estudio suponen un complejo entramado de humedales Andinos proglaciares con importantes dinámicas paisajísticas. Cuando los ríos llegan a las zonas más llanas, penetran en los paquetes sedimentarios formados por los

derrubios volcánicos y glaciales.



Fig. 57: Unión del Pastaza y el río Verde. El Pastaza en Río Verde tiene un flujo torrencial terriblemente tumultuoso que incide en los Andes abriendo un canal en la roca volcánica, arrasando su propio lecho y trasladando el material propuesto por los volcanes. Estas torrenteras y "pailones" son muy comunes en la Cuenca del Pastaza desde su unión con el Chambo hasta su salida a la llanura amazónica. El material poco consolidado es habitualmente incidido por los cauces por toda la región andina. Foto Juan Morán Sáez, 2017

III-3-3-2- Los Paquetes Sedimentarios

Como venimos diciendo, el interior Andino se encuentra cubierto de sedimentos y derrubios volcánicos, en la forma de grandes deslizamientos, acumulaciones de ceniza, lapilli y tefra de centenares de metros y piroclastos de toda especie, sobre los cuales se produce una dinámica de laderas e hídrica muy activas y poderosas, generadoras de relieves típicos: suaves colinas cortadas a pico por la acción del agua. Los paquetes sedimentarios de carácter volcánico se unen con un clima benigno durante todo el año, en lo que puede ser una primavera eterna. La apropiada edafización en estas condiciones ha animado a la agricultura y la ganadería hasta límites insospechados, aunque la mecanización completa no se ha producido. El clima y esta capacidad agrícola animó a la construcción de muchas ciudades y pueblos, y esta resulta ser el área con mayor antropización que encontraremos. De Norte a Sur, Latacunga, Pujilí, Salcedo,

Ambato y Riobamba son las más importantes de estas ciudades, que a pesar de su carácter urbano no ocultan la realidad en extremo rural, agrícola y ganadera de esta región.

III-3-4- La Región Fluvial

La Región Fluvial ocupa la mitad Oriental del Área de Estudio, con influencia por debajo de los 1000msnm. Está compuesta por una gran cuenca de antepaís que lamina los sedimentos más antiguos sobre los que yace, un activo ápice en la superficie Mera-Upano, un frente de erosión de 500metros de desnivel, el más antiguo Megacono del Pastaza en la forma de mesas denudacionales y una penillanura Amazónica que se extiende hacia el Oriente. Los sedimentos y las formas fluviales y jóvenes son la norma.

Las cuencas Andinas que drenan hacia el Atlántico corresponden el 12% de la superficie de la cuenca amazónica pero proporcionan el 95% del material sólido exportado al océano Atlántico por el río Amazonas (Guyot, J.-L. 1993). En el caso concreto del Oriente las tasas de erosión específicas varían entre 540 y 1.260Tm/Km²/año para el río Coca, el cual es un gran proveedor de material sedimentario. La actividad hidrológica de las cuencas es muy activa; las variaciones temporales de los flujos sedimentarios y el corto tiempo de respuesta a las precipitaciones dificultan el estudio. Las imprevisibles crecidas suponen auténticos flujos de barro de baja densidad y gran amplitud que no pueden cuantificarse con las metodologías actuales (Laraque, A. et al. 2004). El 45% del flujo proviene de la removilización de limos y arcillas entre la ciudad de Francisco de Orellana y Nuevo Rocafuerte, trasladados por el río Napo (Burgos, J.D. et al. 2004). Esto confirma que desde el final del Neógeno y durante el Cuaternario la Cuenca Oriente es una cuenca de antepaís que transfiere los sedimentos andinos que se han estado acumulando al borde del orógeno, al menos desde que el río Napo se encontraba en equilibrio sedimentario (Laraque, A. et al. 2004).

III-3-4-1- La Penillanura Amazónica

En el actual período interglacial los ríos tropicales que desembocan hacia el Atlántico son alimentados por frecuentes precipitaciones en cabecera y a lo largo de su recorrido,

transportando eficientemente los derrubios. La escorrentía sobre muy largas distancias y las pendientes cada vez más reducidas hacen que gran parte de los sedimentos suministrados por las cabeceras de los Andes se depositen temporalmente en las llanuras aluviales (como el río Napo en la cuenca del Oriente). La penillanura Amazónica comprende entre un tercio y la mitad del Área de estudio en las Formaciones Curaray-Pebas, Chambira y parte de las de Mera y Arajuno, fundamentalmente entre los 500 y los 200msnm. Sobre estos depósitos de arenisca, lutitas y yesos se crea una capa fenomenal de alteritas y arcillas rojas y se desarrolla el dosel de la Selva Amazónica Occidental.

III-3-4-2- Las Mesas denudacionales y disectadas Amazónicas

Las Mesas denudacionales y disectadas Amazónicas se extienden desde la Superficie Mera hacia el Oeste, como una formación proyectada del Megacono. Es una región que no podría considerarse montañosa, pero que contienen numerosas serrezuelas y colinas bajas muy meteorizadas, resultado de la disección y renovación del relieve correspondiente al Megacono en el dominio morfoclimático tropical húmedo. En comparación con el frente de erosión, con mucho más desnivel, o la llanura Amazónica, en este caso el relieve escabroso deja al descubierto las formaciones Chambira y Mesa. El conjunto resulta en un paisaje de laderas entre los 300 y los 400msnm con marcado carácter hídrico, con ríos que mantienen cursos rápidos que provienen del frente de erosión y acumulan o erosionan material produciendo rápidos cambios ambientales y morfológicos.

III-3-4-3- El Frente de Erosión del Megacono del Pastaza

El frente de erosión recorre las fallas de corrimiento frontales de la zona Subandina, que tiene una tasa de levantamiento de hasta 1cm/año. El retroceso de la meseta del Puyo provocó la transformación de los cauces de los ríos transversales que desembocaban hacia el este en la llanura amazónica (Bés de Berc, S. et al. 2004), (Burgos, J.D.Z. 2006). El cono aluvial del Pastaza ocupa toda la Depresión Pastaza y está compuesto por la Formación Mera, sedimentada durante el Pleistoceno y su frente de erosión cae casi 500 metros desde ella hasta la Llanura Amazónica.

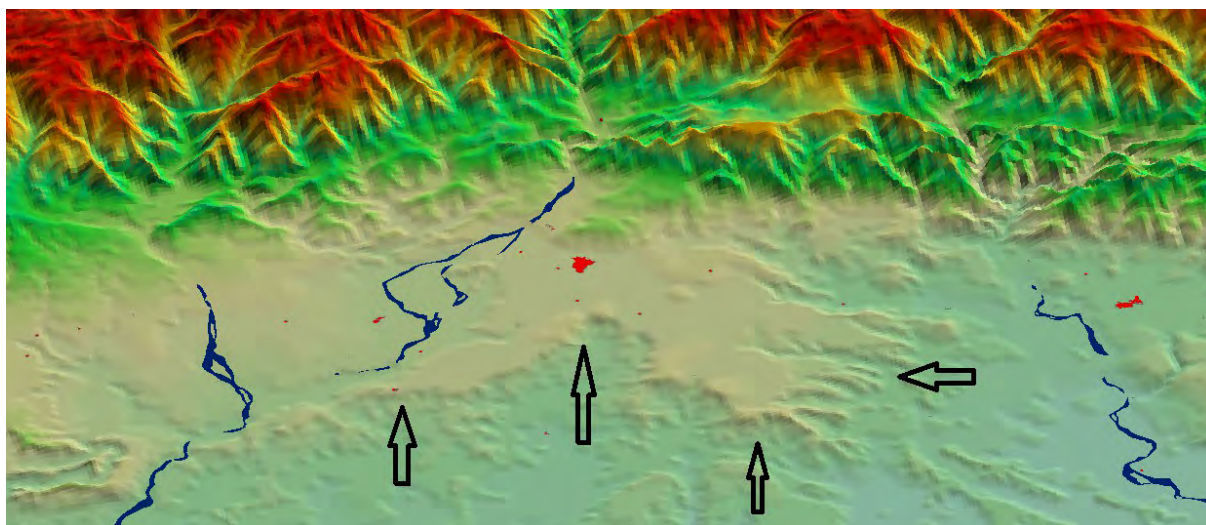


Fig. 58: Frente de Erosión en el DEM (flechas negras). Recorre varias unidades de flujos de escombros de un espesor de 50-80 metros, cubiertas por dos grandes depósitos de lahares del Tungurahua.

En estos depósitos fluviales hay un nivel orgánico con troncos de árboles bien conservados datados en 17,920 \pm 100aAP. Entre los dos niveles de lahar se encuentra otro nivel idéntico datado en 40,580 \pm 1030aAP. Esto permite datar el relleno de la superficie entre estas dos fechas y es coherente con la datación de la superficie de erosión -el momento en el cual empieza la erosión superficial-. El valle del Upano se encuentra entre los Andes verdaderos y la Cordillera de Cutucú, desarrollando la parte Sur de la Superficie Mera-Upano. Se compone de depósitos laháricos provenientes del Sangay, y esencialmente de dos colapsos del edificio en 260 y 50KaAP que depositaron 60Km³ de material. La incisión del Upano es tan profunda que ha llegado a las plataformas sedimentarias subyacentes Napo y Hollín, de edad cretácica (Bés de Berc, S. et al. 2004). La datación de la formación y erosión de la superficie Mera-Upano muestra que empezó a formarse antes de 31KaAP y quedó preservada hasta 18KaAP. Este período corresponde con el comienzo del fin del Último Máximo Glacial y el final de la glaciación. Durante este periodo, no hubo actividad tectónica y tampoco incisión fluvial, debido probablemente a la congelación de los procesos morfogenéticos durante la glaciación. La incisión comienza aproximadamente en 18KaAP, así como unas tasas de levantamiento similares a la incisión. Las tasas de incisión vertical en la Cordillera Oriental desde entonces han dado valores oscilando 0,5-0,67 cm/año, incrementándose hacia la actualidad y en conjunción de un levantamiento de hasta 1cm/año (Heine, K. 1994), (Bés de Berc, S. et al. 2004). Estas tasas de levantamiento pueden deberse al rebote isostático o bien a la entrada en

subducción de la dorsal de Carnegie en la vertical de Mera. Las tasas de incisión en Mera-Puyo son de 43mm/año entre 18KaAP y 1,8KaAP y de 111mm/año desde entonces a la actualidad. Esa incisión ha dejado terrazas de ablación en varios niveles, que se intercalan con coladas y flujos piroclásticos del Tungurahua datados entre 2250 y 1500aAP. Las tasas de incisión, incluso con estos piroclastos interviniendo, han seguido aumentando desde los eventos que los produjeron (Bés de Berc, S. et al. 2004). Todo parece indicar que el final de la glaciación llevó aumentar la carga en los cauces, debido al descongelamiento y al aumento de la precipitación en forma de agua, en un clima cada vez más cálido. La erosión en el Holoceno es muy efectiva, ya que es capaz de movilizar el material en cabecera y transportarlo con evidente potencia para crear incisiones cada vez mayores.

III-3-4-4- La superficie Mera-Upano

La superficie Mera se extiende 3,000 km² y cubre la Depresión del Pastaza y el valle del Upano, entre la Cordillera Oriental y la del Cutucú. Es un marcador geomorfológico de la incisión fluvial, así como un medidor del levantamiento isostático de la región Subandina (Bés de Berc, S. et al. 2004). Aquí la carga enorme de material en suspensión se debe a una geodinámica Andina muy activa en forma de seísmos y vulcanismo en toda la zona inmediatamente superior, en el levantamiento Napo y el piedemonte, así como procesos de erosión espectaculares demostrados por deslizamientos de decenas de kilómetros sobre materiales poco consolidados (Barragán, R. et al. 2004), (Bés de Berc, S. et al. 2004), (Hall, M. & Beate, B. 1991), (Laraque, A. et al. 2004), (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). La actividad cuaternaria ha sido muy intensa en estos volcanes y muchos han colapsado sus edificios, provocando avalanchas de escombros y lahares de varios Km³ que han compuesto la fuente de alimentación principal de los conos aluviales cuaternarios del piedemonte de la Cordillera. Estos conos se encuentran en la actualidad cubiertos por la formación Mera. La incisión en la Cordillera Oriental por el cauce del Pastaza indica que se produjo un levantamiento bastante rápido (2mm/año) que sucedió al Mioceno a través del período medio del Plioceno, en un lento proceso de denudación y levantamiento (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). La incisión fluvial actual alcanza más de cien metros de profundidad. Como marcador geomorfológico, la superficie permite calcular las tasas de incisión de los ríos Pastaza y

Upano y el levantamiento tectónico del megacono aluvial del Pastaza (Hall, M. & Beate, B. 1991). La superficie se encuentra cortada al Este por un gran deslizamiento de 70Km de largo y de hasta 500 metros de altura, dividido en varios sectores con diferente ángulo de incisión. Este frente de erosión representa una barrera morfológica que separa la zona Subandina de la llanura amazónica. El proceso de erosión sigue muy activo y afecta a las vías de comunicación del valle del Pastaza, dividiendo la zona Subandina de la llanura Amazónica.

III-4- Discusión de los resultados

Las principales formas del relieve más allá de la estructuración básica cordillera-llanura se basan en el establecimiento de un clima húmedo y estacional en los períodos interglaciales y frío y seco en los glaciales es un hecho cíclico climático de mucha importancia en la morfología del área de estudio, ya que encontraremos períodos en los cuales el material quede acumulado y se estabilice precariamente, y períodos en los cuales todo los sedimentos escurran con violencia hacia la Llanura Amazónica. El ascenso de las montañas tiene un impacto directo en el clima debido a la modificación de la circulación atmosférica. En las zonas monzónicas y tropicales, el contraste térmico entre los océanos y el continente adyacente es el principal impulsor del transporte de las precipitaciones sobre la tierra, de la erosión resultante y de los procesos subyacentes (Sepulchre, P. et al. 2010). Además, el modelado produce diferentes formas según la influencia del medio bioclimático bajo el que evoluciona a lo largo del tiempo, lo que puede usarse para identificar los climas basándonos en la morfología relictas. Los depósitos piroclásticos suelen ser muy inestables y son arrastrados con facilidad. La pendiente de las laderas en los Andes orientales es muy pronunciada, y la rugosidad del orógeno es extrema. Todo esto prepara un escenario donde los fenómenos de remoción de material serán frecuentes, tanto más cuanto el clima tiende a ser cálido, húmedo y con precipitaciones muy abundantes y estacionales.

Los datos sedimentológicos indican que un clima semiárido/árido prevaleció en los Andes Centrales entre 15 y 4MaAP, con una transformación súbita a la hiperaridez entre 4 y 3MaAP. La Cordillera Oriental de los Andes no había alcanzado más del 33% de su elevación en 23MaAP y llegó al 50% en 10MaAP. Existe evidencia sedimentológica que indica que el levantamiento acelerado de la Cordillera Oriental comenzó en el Mioceno medio (Vandervoort, D.S. et al. 1995). La cordillera Andina, incluso cuando era aún incipiente, promovía la existencia de sombras de precipitación y producía un efecto similar a ambos márgenes del orógeno. El cierre del Istmo de Panamá aproximadamente en 3MaAP produjo un ascenso de la corriente de Humboldt, que combinado con el progresivo enfriamiento en el Pleistoceno daría lugar a las características más preeminentes del clima suramericano moderno (Hartley, A. J. 2003).

III-4-1- Aspecto, origen y evolución de las formas del relieve

La región Andino ecuatorial tiene un aspecto inequívocamente volcánico. La actividad volcánica responsable de su génesis se caracteriza por una excepcional velocidad de actuación. En su mayor parte son estratovolcanes de tipo estromboliano, vulcaniano y peleano, y su actividad ha sido continua durante todo el Cenozoico, con especial intensidad desde finales del Mioceno (Hall, M. L.1977). No faltan los casos de calderas freatomagmáticas (Quilotoa) o megavolcanes como el Chalupas. Cualquiera de los 86 volcanes reconocidos es capaz de cubrir con cenizas todos los valles Andinos, y de hecho así ha ocurrido en varias ocasiones en el Cuaternario. Muchos de estos volcanes han sufrido colapsos parciales cuyas avalanchas han cubierto por completo los valles aledaños.

La Llanura Amazónica se extiende desde un piedemonte estructurado por depósitos sedimentarios de procedencia volcánica. Estos sedimentos ocupan el escalón preandino, habiendo erosionado las formas constructivas del geosinclinal cretácico. La erosión actual de estas formas deposicionales es muy alta, producto de la dinámica fluvial establecida sobre el mismo. Las laderas orientales de los Andes son muy escarpadas y disectadas, compuestas por materiales volcánicos poco consolidados con pendientes extremadamente abruptas. Las precipitaciones corresponden a un ambiente ecuatorial: aumentan por precipitación orográfica cuanto más se acercan a las laderas y se encajonan en los valles más disectados, para disminuir a partir de cierta altitud generando una dinámica estacional y multimodal.

El Pastaza es con diferencia el principal río y la cuenca maestra que acumula la precipitación y el sedimento. Este río disecta directamente los Andes aproximadamente a 1°20'S, descargando todo el material acumulado del interior hacia el único depocentro en la región de Mera. Existen cuencas subsidiarias que drenan al Norte y Sur la Cordillera Real. El río Napo drena la cordillera Napo Galeras -Levantamiento Napo- y el Santiago la del Cutucú. Estos son dos ríos de gran porte, pero la cantidad de sedimento arrastrado por el Pastaza ha separado la Cordillera Real en dos desde el Oligoceno (Baby, P. et al. (Eds.) 2004).

Durante algún tiempo se ha tratado de cuantificar la erosión del Terciario y pliocuaternaria de la Cuenca Oriente. Se ha considerado que esta es una típica Cuenca de Antepaís, una zona transicional en la cual el sedimento transportado desde los Andes se acumula para ser transferido posteriormente al Atlántico. En esta Cuenca Oriente los procesos de transferencia son bastante rápidos y su evolución geodinámica es conocida. A pesar de ello no hay estudios que cuantifiquen la erosión cenozoica y específicamente del Cuaternario. En cualquier caso, desde el fin del Mioceno, la Cuenca Oriente está sometida a procesos de levantamiento, acumulación sedimentaria y erosión muy evidentes (Burgos, J.D. et al. 2004). La vía por la cual los sedimentos circulan hacia el Atlántico es muy variable. Las tasas de erosión y transporte desde los Andes son altas y el transporte es rápido. Los sedimentos se depositan en los valles interandinos durante muy poco tiempo a escala geológica y las oscilaciones climáticas juegan un papel importante en la modulación del flujo sedimentario hacia la Cuenca Oriente. Esta cuenca entre los 700 y 2000msnm tiene la mayor descarga de precipitación por unidad de área de todo el Amazonas. La cantidad de precipitación transportada a la Cuenca Oriente varía en los ciclos de El Niño-Oscilación del Sur/ La Niña de forma plurianual, y estacionalmente responde al movimiento latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical. La distribución espacial y temporal de la precipitación es fundamental en la comprensión de la movilización del sedimento en respuesta a la estacionalidad y torrencialidad (Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010).

III-4-2- Geomorfología Dinámica

La dinámica de los procesos geomorfológicos es sensible a los cambios climáticos rápidos y especialmente a los eventos extremos de las precipitaciones (Marengo, J. A. 2011). Desde el final del Cretácico la Cuenca Oriente se encuentra en posición de retrocuenca de antepaís relacionada con la orogénesis de la protocordillera de los Andes. Las cuencas de antepaís son adecuadas para el estudio de la orogenia en función del análisis del relleno sedimentario, ya que esta es la respuesta a los levantamientos. En el Paleógeno se produce el establecimiento final de los continentes y en la Cuenca Oriente se constituyen las principales formaciones sedimentarias sobre las que estudiar la dinámica del relieve. Estas son las formaciones Tena, Tiyuyacu, Ortegua y Chalcana. La Formación Tena, que empieza en el Cretácico superior,

está interpretada como parte del ciclo del Cretácico (Christophoul, F. et al. 2004). Todas las formaciones sedimentarias alternan sedimentos marinos y fluviales.

Entre el Oligoceno y el Mioceno medio (23-14MaAP) se produce una etapa de carga generalizada. El Mioceno estuvo dominado por la presencia mareal en la Cuenca Amazónica en un ambiente de megahumedal conocido como Pebas. El megahumedal Pebas y sus depósitos lacustres tienen una multiplicidad de orígenes y no pueden proceder de la edificación Andina en exclusiva. Los depósitos correspondientes son de tres tipos: marinos y lacustres propiamente dichos, hacia el interior de la cuenca -Formación Curaray-; depósitos de margen no marinos ni lacustres, derivados de la creación de abanicos aluviales y deltáicos en el margen lacustre -Formación Arajuno-; y formaciones mixtas o derivadas de la reformulación de anteriores depósitos -Formación Chalcana-. En cualquier caso se supone cierta carga tectónica a la formación de los Andes. Los paleodrenajes se dirigían al Norte una vez habían convergido en el sistema Pebas, y generaban una distribución aluvial sub superficial en este lago como delta de abanico proveniente del piedemonte. En el mapa geológico puede observarse este margen en la diferenciación de los depósitos sincrónicos pero heterogénicos de las formaciones Curaray y Arajuno (Roddaz, M. et al.2010).

III-4-3- Geomorfología Climática: **un historial geológico y climático**

El clima Suramericano se ha desarrollado en los últimos 200Ma respondiendo a cuatro grandes eventos tectónicos: la desintegración de Pangea, la apertura del océano Atlántico, la formación del Istmo de Panamá y el levantamiento de los Andes. El continente se ha desplazado 10-12° latitud Norte en los últimos 120Ma; la circulación atmosférica del Atlántico Sur se ha fortalecido; la tropicalidad ligada a la Zona de Convergencia Intertropical se ha incrementado; los monzones de verano se han vuelto comunes en la cuenca del Amazonas; y las influencias polares más al sur han disminuido (Orme, A.R. 2007b). La separación final entre la Antártida y Suramérica aumentó entre 30MaAP y 20MaAP, dando lugar a la circulación moderna de la corriente circumpolar antártica que rodea de forma

ininterrumpida el Planeta (Orme, A.R. 2007b).

Los procesos geomorfológicos que modelan las formas Andinas y Amazónicas tienen su origen en la interacción de los regímenes climáticos con las materias primas aportadas por el tectonismo y el vulcanismo (Young, K.R. et al. 2007b). Las señales que los distintos dominios morfoclimáticos han dejado en las formaciones nos dan información acerca de los climas pasados.

Se pueden rastrear los paisajes de una red de drenaje que vertía al Noroeste sobre la actual cuenca alta del Orinoco, con un delta Norteño más allá del Lago de Maracaibo. Hacia finales del Mioceno (12-10MaAP) el levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia cerró este desagüe separando el río Magdalena del Orinoco, divergiendo las cuencas hacia el Este. La Formación del Megahumedal Pebas llegaba a su punto de colmatación y el cratón quedó cortado al Este. Con ello la Amazonía adoptó su actual ruta hacia el Atlántico. Los conos aluviales propios de finales del Mioceno en el margen Oriental de los Andes se convirtieron en los más grandes e impresionantes. A pesar de considerarse un clima más seco, este era aún extremadamente húmedo y permitió tanto la formación de los megaconos en condiciones de erosión/deposición (Hoorn, C. et al.1995), (Orme, A.R. 2007b). La formación del Istmo de Panamá restringió progresivamente las interacciones de la circulación atmosférica y la oceánica en el norte de Suramérica y las corrientes entre Atlántico y Pacífico.

Al mismo tiempo que en 8MaAP se detenía el drenaje Amazónico al Caribe, Centroamérica era un archipiélago de arco islas con un mar de menos de 150 metros de profundidad. En el Plioceno final (4MaAP) la profundidad fue reduciéndose hasta unificarse por completo el istmo y produciéndose el trasvase de fauna y vegetación. Este cierre fue el más importante evento climático derivado de la tectónica morfogenética, transformó las corrientes oceánicas mundiales y detonó la glaciación Cuaternaria debido a un enfriamiento generalizado que se llevaba produciendo desde antes del Plioceno (Coates, A.G. 1997). Es probable que antes de su cierre completo, estos mares poco profundos provocaran importantes modificaciones climáticas debidas a unas corrientes oceánicas que tardarían en estabilizarse.

El desacoplamiento del sistema Atlántico-Pacífico se produjo de forma completa hace 3Ma. Fortaleció la Corriente del Golfo y desencadenó el enfriamiento que finalmente produjo la glaciación cuaternaria. La congelación del Hemisferio Norte tuvo consecuencias en el clima mundial y produjo un enfriamiento global (Uriarte Cantolla, A. 2003), (Orme, A.R. 2007b).

Los ciclos ENOS, dependientes de la fuerza de gravedad inducida térmicamente de las aguas oceánicas ecuatoriales, pueden haberse intensificado cuando el istmo se cerró, mientras que la Zona de Convergencia Intertropical sobre ambos océanos se reubicaba hacia el Sur.

La Orogenia Andina interpuso una masiva barrera a la circulación atmosférica en Suramérica. Este muro climático es la barrera montañosa con mayor continuidad de la Tierra y modificó los sistemas meteorológicos y los patrones climáticos a nivel mundial, generando además climas locales distintivos para cada una de las cordilleras individuales y valles intermontanos (Orme, A.R. 2007b).

La Geomorfología Climática Cuaternaria responde a la drástica modificación producida por la actual glaciación. El estudio de la geomorfología climática y las improntas ambientales del relieve de los últimos dos millones y medio de años nos servirán como indicadores y medidores del mismo clima. Los glaciares son los elementos más característicos del Cuaternario, pero no son los únicos. En nuestra área de estudio el clima Cuaternario ha modificado el modelado debido principalmente a dos hechos: la paralización o ralentización de los procesos de erosión y transporte sedimentario por el agua, más allá de los modelados producidos por el hielo; y por la alteración de los procesos sedimentarios y de transporte por parte de los ríos. Estos dos factores han generado una movilización pulsátil del material en los interglaciales y una morfología característica más allá de las regiones congeladas.

Durante el Cuaternario se han producido cambios cuasi periódicos en el clima debido a factores climáticos que veremos en las siguientes páginas. Las fases frías y húmedas se han combinado con la altitud y la latitud para generar glaciaciones. Las condiciones más lluviosas en las laderas orientales de los Andes del Norte han favorecido el establecimiento de glaciares y su mantenimiento incluso en fases interglaciales como las actuales.

Durante el Holoceno, los avances de los glaciares en los Andes pueden relacionarse con cambios a escala milenaria en la trayectoria e intensidad de los vientos nevados del Oeste y los ciclos Bond (Orme, A.R. 2007b). Por encima de los 3500msnm la mayoría de los paisajes andinos han sido formados directamente por condiciones glaciares o periglaciares (Young, K.R. et al.2007b), (Clapperton, C.M. 1993ab).

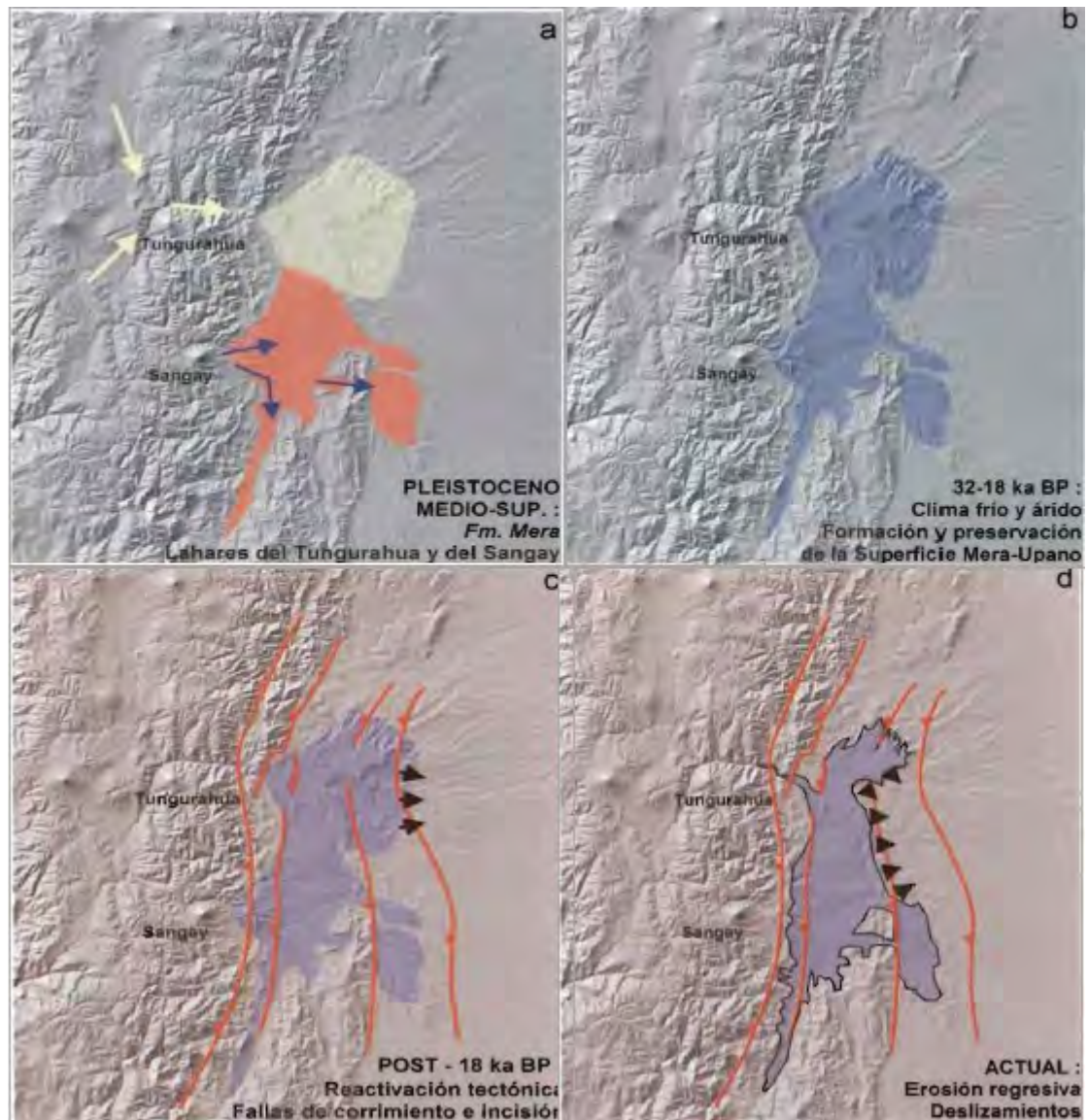


Fig. 59: Evolución de la Superficie Mera-Upano. La evolución geomorfológica de la superficie Mera-Upano desde el Pleistoceno medio representa un claro ejemplo de geomorfología climática con interacción de la geomorfología dinámica y la propia dinámica de vertientes (A). La acumulación del material y su preservación se producen en los períodos glaciares, producto de eventos volcánicos que movilizan material, glaciario y clima frío y seco que los preserva (B). Al producirse el descongelamiento tanto los hielos como las lluvias propias de un clima más cálido son capaces de movilizar el material en cabecera y producir la erosión de la superficie (C). Estos mismos procesos promueven el rebote isostático controlado por el fallamiento cretácico subyacente. A lo largo de estas fallas se producen frentes de erosión vinculados a los procesos de erosión del Holoceno (D) (Bés de Berc, S. et al. 2004).

El vulcanismo Cuaternario está vinculado a procesos puramente tectónicos y magmáticos, pero como hemos visto, proporcionan enormes cantidades de material muy fácilmente erosionable. Las observaciones sobre la extensión de los glaciares realizadas en Ecuador, Perú y Bolivia señalan una rápida contracción de los glaciares Andinos ecuatoriales desde la Pequeña Edad de Hielo (Thompson, L.G. et al. 2000), (Heine, K. 2000), (Heine, K. 2001), (Alcalá Reygosa, J. et al. 2011). Este retroceso no ha sido continuo, sino interrumpido por varios períodos de frío intenso o avance debido a la humedad local aumentada (Vuille, M. et al. 2008). La existencia de glaciares durante períodos más o menos largos y su desaparición en los interglaciales genera inestabilidad y produce fases erosivas-deposicionales de amplio calado morfológico y dinámico. Es común que la combinación de ambos factores produzca frecuentes eventos de ladera durante los períodos de mayor inestabilidad (Orme, A.R. 2007b). No en vano, los grandes eventos deposicionales (derrumbe de edificios volcánicos y megalahares) se han producido en estos períodos críticos: o bien durante la máxima extensión de los glaciares o bien cuando estos se retiraban de las cumbres y laderas. Los lahares holocenos son una constante en los Andes ecuatoriales. Sus depósitos, junto con las cenizas y los remanentes de la morfología glaciaria componen la mayoría de las formas del relieve que no están compuestas por volcanes o glaciares actuales. La mayoría de los volcanes de cierta entidad han producido en algún momento histórico algún tipo de evento de ladera. Los Andes del Norte son dinámicamente muy inestables y la contracción de sus glaciares combinada con el vulcanismo puede considerarse como de gran riesgo. Aunque la sola combinación de precipitaciones y laderas con fuerte inclinación puede generar de por sí eventos de este tipo, es la acumulación de material detrítico durante los períodos glaciales lo que proporciona a las laderas la inestabilidad durante los interglaciales. Las fuertes lluvias y el derretimiento produce desprendimientos, deslizamientos y flujos de escombros. Los movimientos en masa más recientes han sido acelerados por la mano del hombre (Orme, A.R. 2007b). A este tipo de eventos se une a la crioclastia para producir todo tipo de eventos relacionados (Eissen, J.P. et al. 2004). Los valles profundamente incididos reflejan continuos ajustes entre el tectonismo y los procesos fluviales y la mayoría de los valles han sido embalsados en múltiples ocasiones debido a derrubios fluviales, tanto más frecuentes cuanto más húmedos y largos son los interglaciales pleistocénicos como el actual.

El vasto abanico Amazónico tiene 8,000 metros de espesor y se extiende más allá de la

plataforma continental, siendo el testigo principal de la eficacia a largo plazo de los ríos en la denudación cenozoica. Allí pueden rastrearse los fenomenales ciclos de eutatismo y erosión que se han producido durante el Cuaternario (Orme, A.R. 2007b).

III-4-4- Dinámica de vertientes

La dinámica de vertientes se caracteriza por relacionar la geomorfología climática y dinámica y las formas del relieve. Las fuertes pendientes, el tectonismo, las lluvias frecuentes y torrenciales, el material superficial y la cubierta biótica se interrelacionan, e intervienen en la dinámica de laderas. La cabecera alta del Pastaza -y en general de todos los cauces andino ecuatoriales- está continuamente atacada por una dinámica de vertientes acusadísima. El plano de inclinación en la ladera de los volcanes llega en mayoría de los casos a los 30°.



Fig. 60: Laderas inestables del Chambo. Los desprendimientos son tan comunes en algunos tramos del Chambo que para fotografiarlos mientras se producen sólo hay que pararse y esperar unos minutos. En este caso la ladera ya de por sí inestable está sometida a una mayor desestabilización por la construcción de una carretera que sustituye a la destruida por la última erupción del Tungurahua, en la vertiente opuesta. Foto Juan Morán Sáez, 2016.

El material depositado es en su mayor parte ceniza y piroclastos pobremente clasificados y muy inestables. La acción directa o indirecta de la más mínima torrencialidad desestabiliza las pendientes y envía hacia los cauces principales derrubios altamente abrasivos. El cauce del Pastaza y las laderas de los Andes Orientales son una colección sin fin de desprendimientos, deslizamientos rotacionales y traslacionales de cualquier métrica, flujos de barro y roca, volcamientos y avalanchas de escombros, de todo tipo, condición y tamaño, seleccionado o no. A esto se le añaden aludes en las cumbres de los volcanes, lahares y otros tipos de movimientos en masa como las reptaciones, que enseguida desestabilizan las laderas. El componente añadido del tectonismo activo y la deforestación salvaje que existe a partir de los 2500msnm, así como las malas prácticas agroforestales, son un factor añadido a esta desestabilización. En Ecuador es muy común y está en el vocabulario de toda la población la palabra “deslave”, que incluye sin diferenciación a todos los movimientos en masa que tienen efectos apreciables para las personas. Las carreteras Andino orientales sufren frecuentes cortes y el tránsito vehicular es particularmente complicado, lento y peligroso.

En los siguientes capítulos exploraremos el clima y las variaciones climáticas y bioclimáticas que se producen sobre las morfologías discutidas en el presente.

IV- Análisis Climático

En el presente capítulo se realiza un análisis climático del área de estudio, tanto de la actualidad como de su evolución desde la fase final del Pleistoceno, a través de los datos estadísticos, la cartografía y la abundante bibliografía en la que nos apoyamos.

El clima del Cuaternario incluye una variante interglacial como la actual y la versión durante la glaciación. Se han establecido para este estudio las características del clima actual y para el Último Máximo Glacial, con las aproximaciones de reducción de temperaturas y variación de las precipitaciones propuestas por los autores referidos en la bibliografía. Se realizó una corrección utilizando el gradiente térmico para todas las estaciones y se realizaron las modificaciones de precipitación. Asimismo se calcularon diversos índices bioclimáticos para el estado glacial e interglacial en los siguientes capítulos, relacionados con la bioclimatología. El análisis de este capítulo ha permitido definir las unidades climáticas actuales y una aproximación a las que reinaron durante el Último Máximo Glacial.

El clima característico de una región se une al relieve y las formas edáficas para dar lugar a la potencialidad bioclimática, que es el segundo de los elementos a tener en cuenta en un análisis paisajístico.

IV-1- El Clima Actual

Para el análisis del clima del Oriente de Ecuador y los Andes Centrales se han considerado los siguientes principales factores climáticos:

- La situación sobre el Ecuador geográfico y sus peculiares características en el sistema general de circulación atmosférica planetaria.
- El muro Andino como conjunto rugoso de relieve y altitud que desempeña un papel importante en la generación y desplazamiento del aire local, regional y continental.
- La presencia del Océano Pacífico y de las corrientes marinas generadoras de masas de aire con diferentes características de temperatura y humedad al occidente.
- La presencia de la Amazonía y el Atlántico en el paso oriental de los vientos que transportan por ello humedad (Pourrut, P. 1983).

IV-1-1- Introducción: antecedentes y rasgos principales

Los dos principales elementos climáticos de las Regiones Orientales de los Andes Ecuatoriales son la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Vuille, M. et al. 2000). A su alrededor y debido a estos dos elementos se producen los fenómenos meteorológicos y existen rasgos climáticos particulares. La orografía y las particularidades fisiográficas del relieve y la vegetación producen modulaciones del clima a nivel local y regional.

En las llanuras continentales de Suramérica se forman masas de aire tropical continental. Son masas de aire caliente saturadas por evapotranspiración de la vegetación. Aunque su humedad es menor que la del océano, generan precipitaciones por convección y a lo largo de las vertientes orientales Andinas. En ocasiones se introducen en los valles interandinos. Entre los 2.000 y 3.000msnm de los Andes pueden encontrarse masas de aire templado continental con un contenido muy variable de humedad. Es un aire denso que contribuye al tiempo estable del callejón interandino. Las masas de aire más frío suelen mantenerse en las cumbres más elevadas. Las temperaturas de las regiones orientales de los Andes ecuatoriales son muy variables, estrechamente vinculadas con la altura, desde menos de 0°C en las cumbres de los nevados hasta más de 28°C en la Llanura Amazónica. Existe gran oscilación diaria en las

regiones del páramo, del orden de 20°C. La media anual en el Oriente se establece en torno a 24-25°C y sus extremos raramente alcanzan los 39° o bajan de 13°C. Las precipitaciones de las regiones orientales de los Andes ecuatoriales varían en consonancia a las temperaturas, altitudes y dinámica de vientos, y son una parte muy importante de la investigación de esta tesis. El régimen de lluvias varía con la altitud. Los valores mensuales en el callejón interandino pueden alcanzar más de 500mm y generalmente superan los 200mm al año. En esta región el régimen bimodal de las precipitaciones se relaciona con estas masas de aire. Al recibir un aire oceánico o continental descargado de humedad debido al efecto de sombra de precipitación en las laderas y por la existencia de masas de aire templado continental las precipitaciones son menores y el clima más estable y seco. Las hoyas abiertas al Oeste tienen una mayor influencia amazónica. Un caso paradigmático de esto es la cuenca alta del Pastaza (Pourrut, P. 1983), (Garreaud, R.D. 2009).

Existen tres formas actuales por las cuales se produce variabilidad climática en la actualidad en Suramérica: El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), y el Modo Anular Antártico (AAO) (Young, K.R. et al. 2007b). Las variaciones regionales en el clima de Suramérica reflejan la circulación atmosférica sobre la topografía del continente y los océanos adyacentes en escalas de tiempo que van desde menos de unos pocos meses hasta más de un año. Por ejemplo, la Cuenca Amazónica tiene una intensa actividad convectiva, y el fenómeno ENOS tiene influencia directa sobre América del Sur tropical. Junto con la ZCIT y las anomalías de la TSM sobre el Océano Atlántico, estas cuestiones producen durante el invierno austral las precipitaciones y tormentas más fuertes, en el Norte de América del Sur y en el Sur de América Central. Mientras tanto la parte central del continente experimenta su estación seca. Con el desplazamiento del área de convección desde el Norte hacia la cuenca del Amazonas y el inicio del llamado monzón de verano suramericano se completa el ciclo anual de variabilidad climática (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007), (Orme, A.R. 2007b). La paleoprecipitación puede reconstruirse como trasunto de la intensidad del monzón (SMAS), las variaciones del ENOS en el Cuaternario, cambios orbitales y en la TSM y movimientos latitudinales de la ZCIT y la ODP.

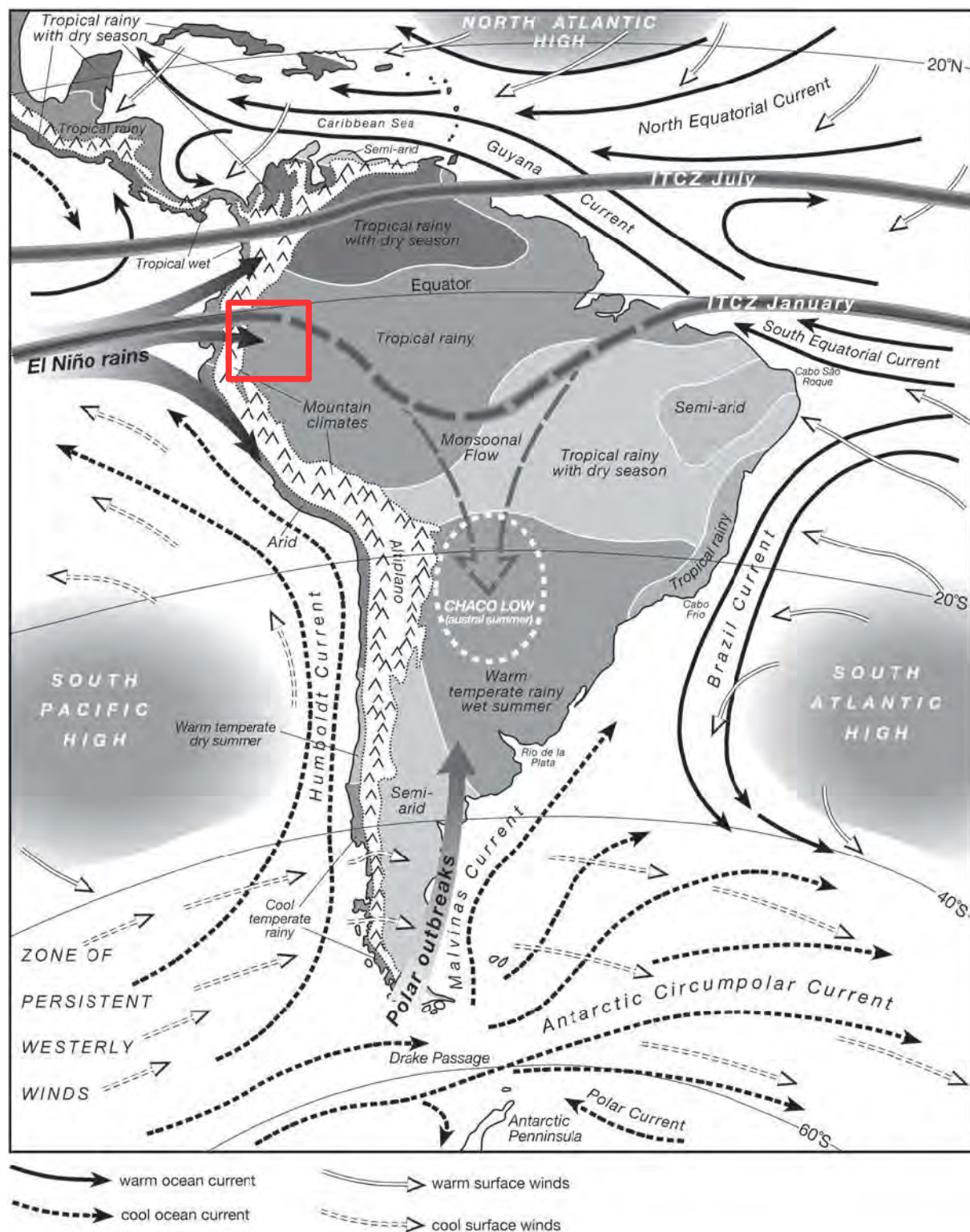


Fig. 61: Clima de Suramérica. Regiones, factores y elementos climáticos de América del Sur según Orme, A.R. 2007 b

Las anomalías de TSM y la ZCIT se desarrollan en los trópicos atlánticos septentrionales y meridionales y forman parte de un patrón recurrente de anomalías de TSM que se alternan zonalmente y se extienden a latitudes superiores del Atlántico. La TSM anómala produce movimientos anómalos de la ZCIT; en realidad todos los factores y elementos están gobernados en mayor o menor medida por la TSM, que a su vez se modula por la insolación latitudinal estacional (Baker, P.A. & Fritz, S.C. 2015).

Las fluctuaciones atmosféricas intraestacionales son objeto de investigaciones desde que se descubrió una oscilación tropical a escala planetaria con un período de 40 a 50 días a principios de la década de 1970, la Oscilación de Madden-Julian (OMJ). Sobre Suramérica tropical y subtropical, la fluctuación interestacional más notable es la oscilación de condiciones secas y húmedas con períodos que oscilan entre 2 y 3 semanas durante el verano austral. Los cambios que ocurren en años consecutivos, generalmente identificados como variabilidad interanual, y cambios más lentos a escalas de tiempo de décadas (variabilidad interdecadales) o períodos más largos son llamados tendencias. Los fenómenos ENOS+/- en el Pacífico tropical durante las fases extremas de la Oscilación del Sur han recibido mucha atención, particularmente sus impactos sobre las precipitaciones (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007).

Para una mejor comprensión del clima, se lo ha dividido en una serie de factores y elementos caracterizadores que nos disponemos a definir brevemente.

IV-1-1-1- ENOS, El Niño y La Niña

La zona litoral central y meridional de Ecuador está bajo la influencia de la Corriente de Humboldt o Corriente Ecuatorial del Sur y el fenómeno de El Niño- Oscilación del Sur (ENOS+). La temperatura de la Corriente de Humboldt en la costa ecuatorial varía entre 14° y 18°C. La evaporación es baja y el aire se encuentra saturado, pero cuando incide en la costa ecuatorial no llega a precipitar y se manifiesta en forma de "garúa", una débil llovizna. Durante los años de El Niño las masas de aire marítimo caliente se desplazan hacia el Sur muy cercanas a la costa y saturadas de humedad, con lo que provocan grandes precipitaciones en las regiones sometidas por lo común a la corriente de Humboldt. El fenómeno fue bien entendido hasta los 2000 e incluso hoy en día cuesta comprender su dinámica planetaria. Existe un efecto rebote de las precipitaciones en las fases negativas (La Niña, ENOS-) (Cruz, F.W. et al. 2009) debido a condiciones contrarias a las de El Niño.

El fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur debe ser investigado y tratado como un evento multidisciplinar muy complejo, con implicaciones planetarias y modulador de las fuerzas geomorfológicas y bioclimáticas (Philander, S.G. 1990), (Oliver, J.E. et al. 2005).

Los habitantes del Norte de Perú y Sur de Ecuador denominaban El Niño en el S.XIX a un incremento inusual y prolongado de la TSM en las costas Pacíficas, que generaba lluvias torrenciales y afectaba a la pesca y la agricultura. Esta rara corriente se manifestaba con cierta periodicidad a fines del mes de diciembre y se la denominó El Niño, por su cercanía al día 25 de ese mes -el nacimiento del niño Jesús-. Conducía aguas anormalmente cálidas a lo largo de un litoral donde son normalmente frías (Glantz, M.H. 1996), (Larkin, N.K. & Harrison, D.E. 2005), (Ashok, K. et al. 2007), (Weng, H. et al. 2007), (Ashok, K. & Yagamata, T. 2009), (Pinto, U.E. 2017). El agua caliente reduce la formación de plancton y peces asociados y desencadena lluvias torrenciales sobre una costa normalmente muy seca que supera en intensidad y tiempo a la estacionalidad habitual (Pourrut, P. 1983). Normalmente el Pacífico tropical entre Ecuador y Perú hasta los 120°W está dominado por la prolongación de la Corriente de Humboldt, de agua fría. Cuando llega a la costa esta corriente es calentada hasta TSM 28°C; entonces vuelve al Oeste a enfriarse a gran profundidad. Sin embargo durante los

eventos ENOS, el enfriamiento falla y las altas temperaturas del mar del anterior verano se mantienen durante el invierno. Cuando se reactiva el calentamiento, se produce un evento ENOS+ que puede durar hasta 18 o incluso 24 meses (Caviedes, C.N. 2007).

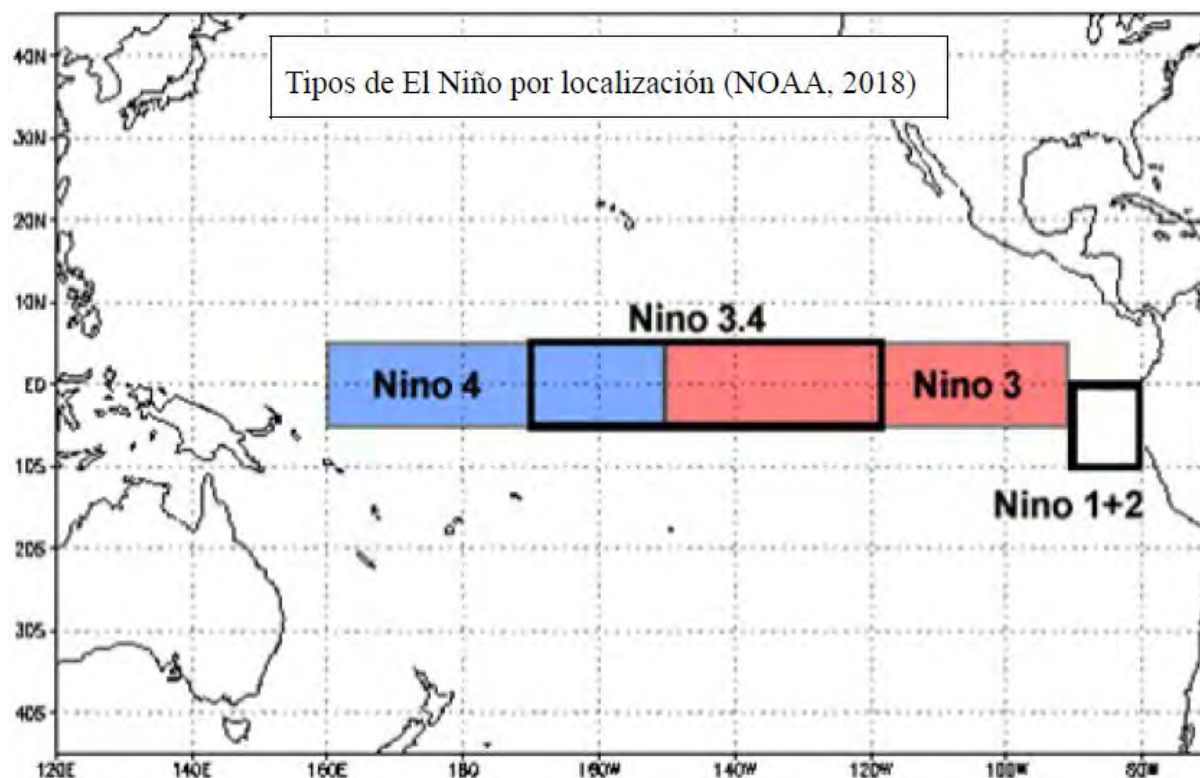


Fig. 62: Tipos de ENSO+

En la mayor parte de la Suramérica Tropical al otro lado de los Andes los eventos ENOS+ se asocian a una precipitación por debajo de lo normal y condiciones anormalmente húmedas en la parte Sureste del continente. Las inundaciones costeras en el Sur de Ecuador y el Norte de Perú durante los episodios ENOS+ son marca de los impactos climáticos de este fenómeno en Suramérica (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007). Precediendo al calentamiento de las costas suramericanas se produce un incremento de la TSM entre 170°W y 120°W del Pacífico, lo que ahora se llama “región Niño 3/4” (Fig.55). Los eventos El Niño y La Niña (ENOS+ y ENOS-) no se circunscriben sólo a alteraciones en el Pacífico ecuatorial sino que alteran el clima global. Hoy se considera que un evento ENOS+ se producirá cuando existe una anomalía térmica de 0.5°C en la región Niño 3/4 por un período de al menos 3 meses (Larkin, N.K. & Harrison, D.E. 2005).

ENOS está arraigado en el sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical y tiene un efecto directo en las costas de Ecuador, Perú y el Norte de Chile. Tiene un efecto indirecto, a través de teleconexiones atmosféricas sobre gran parte de Suramérica subtropical, incluso a altas latitudes. La irregularidad de fluctuaciones entre sus fases cálida y fría presenta una periodicidad de 2 a 7 años. La amplitud de estas anomalías están relacionadas con cambios intrínsecos y extrínsecos a escalas decenales o tendenciales (Garreaud, R.D. et al. 2009), (Martínez, R. et al. 2011)

No todos los eventos de El Niño o La Niña son iguales y pueden clasificarse según su intensidad, posición y efectos. Los eventos ENOS pueden ser débiles, normales, fuertes y extraordinarios. Su intensidad no siempre está relacionada con los impactos que genera y un evento de mayor intensidad no necesariamente implica mayores alteraciones al clima en Ecuador. Los eventos “El Niño Extraordinario” de los últimos 50 años corresponden a los años 1982-1983, 1997- 1998 y 2015-2016. El evento ENOS-Modoki fue definido por Investigadores japoneses (Ashok, K. et al. 2007), (Ashok, K. & Yagamata, T. 2009) y (Weng, H. et al. 2007). Los eventos ENOS canónicos consideran que la anomalía térmica generada en el Pacífico central producirá un comportamiento similar en el Pacífico oriental al propagarse por una onda Kelvin. Durante los eventos Modoki las anomalías de la TSM de los extremos del Pacífico oriental y occidental son opuestas a lo que se da en el Pacífico ecuatorial central, y lo contrario ocurre durante los eventos “La Niña Modoki”. El Niño Costero u Oriental se refiere a un incremento de la temperatura en la región Niño 1+2, empleado en boletines locales y medios de prensa. Este ENOS+ genera lluvias intensas en las costas de Ecuador y Norte de Perú, pero no tiene repercusiones en el clima global (Glantz, M.H. 1996), (Larkin, N.K. & Harrison, D.E. 2005), (Ashok, K. et al. 2007), (Weng, H. et al. 2007), (Ashok, K. & Yagamata, T. 2009) y (Pinto, U.E. 2017). Las aguas cálidas de la región de El Niño 2 entre las Islas Galápagos y la costa del Ecuador se correlacionan con las lluvias en las tierras bajas orientadas al Pacífico y los Andes del Ecuador y menores precipitaciones estacionales en la Cuenca Oriente. Esto se repite no sólo con ENSO Costero, porque todos los fenómenos ENOS caracterizan descargas fluviales anormalmente altas en algunas regiones y sequías en otras; la escorrentía de los ríos occidentales suramericanos refleja tan adecuadamente las fases de ENOS que se puede proponer una regionalización de las respuestas de escorrentía sin

necesidad de estudiar las precipitaciones. Aún se necesitaría, en cualquier caso, un mayor estudio de correlaciones para establecer cualquier corología. En las estribaciones orientales de los Andes y Ecuador las reacciones son más complejas y contradictorias. El comportamiento de los ríos ecuatorianos es testimonio de la ubicación de ese país en la encrucijada de las influencias de la circulación atmosférica del Pacífico, la Amazonía y el Caribe, así como las teleconexiones de las células de Walker y Hadley (Caviedes, C.N. 2007).

Ante la avalancha de opiniones profanas en los medios y la opinión pública, los profesionales nos preguntamos si estas oscilaciones se han producido también en el pasado no histórico y cuáles eran sus implicaciones en caso afirmativo. Los eventos ENOS se hicieron significativos después de 5KaAP, con la mayor densidad y frecuencia entre 3,5 y 2,6KaAP y durante los últimos 660 años. La actividad reducida de ENOS se relaciona con las sequías severas del período 8,7-5,8KaAP inferido por Weng y Bernal Carrera (Weng, C. et al. 2002), (Bernal Carrera, I.C. et al. 2011). mientras que la actividad incrementada de ENOS está vinculada con el siguiente período húmedo. Desde el año 1600 los eventos ENOS han sido fuertes, -con especial incidencia después de la Pequeña Edad de Hielo- y los recientes e históricos eventos de ENOS produjeron inundaciones y deslizamientos de tierras en las laderas occidentales de la Cordillera Andina Occidental. En el Oriente Ecuatoriano no se han señalado inundaciones inusuales durante los eventos extraordinarios, ni en los eventos recientes ni en los registros históricos (Bernal Carrera, I.C. et al.2011). En cualquier caso esto puede deberse por la despreocupación de los cronistas por el Oriente ecuatoriano o por la capacidad de los ríos Amazónicos para recoger esos flujos sin variar su cauce de forma perceptible.

La región Oriental de Ecuador resulta más húmeda al occidente entre enero y mayo y más seca al Este entre junio y marzo durante ENOS+. Durante ENOS-, por contra, se produce exactamente lo contrario en el oriente y una aridez que va desde junio a abril hacia el Oeste. En ambos casos la torrencialidad, estacionalidad y precipitación queda trastocada, con mucha mayor incidencia en el Oeste. Para todos los casos, el número de tormentas aumenta en un 50%. Esto tiene importantes efectos en la geomorfología, la bioclimatología y la actividad humana.

Las Condiciones de humedad durante eventos ENOS+ (El Niño, arriba) y ENOS- (La Niña, abajo) se observan en esta representación de <https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/ENSO/>.

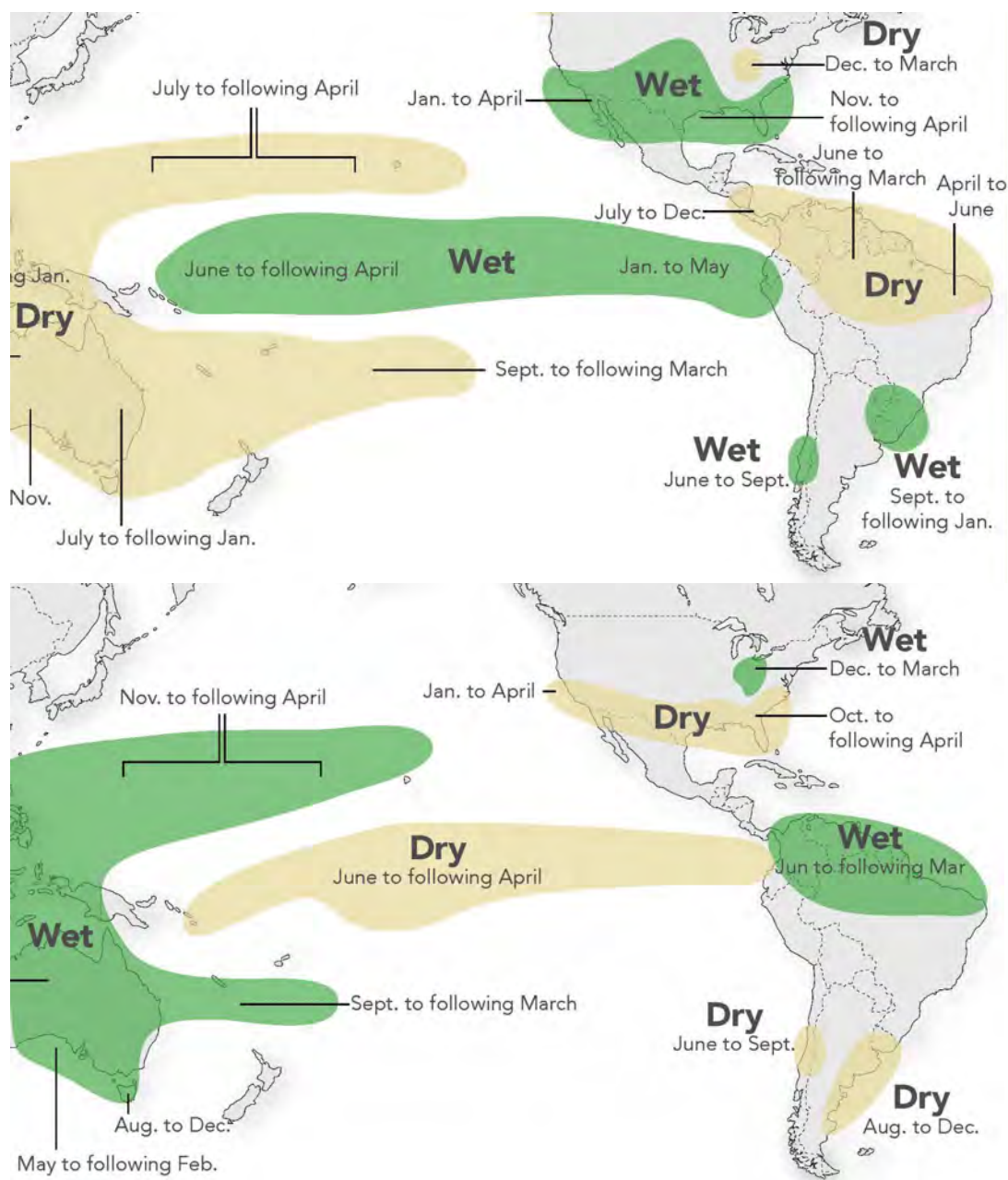


Fig. 63: Condiciones de humedad durante eventos ENOS
ENOS+ (El Niño, arriba) y ENOS- (La Niña, abajo).

Fuente: <https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/ENSO/>.

Las fases de enfriamiento parecen reducir la frecuencia, duración e intensidad de los eventos ENOS. Durante los siglos XIV y XV, un episodio de enfriamiento había puesto fin al Óptimo Climático Medieval, que pudo tener consecuencias humanas y ambientales por ser un período de frecuentes y extraordinarios eventos ENSO. Suele hablarse de Mega Niño para designar episodios prolongados de eventos ENSO encadenados. Varios cambios culturales prehistóricos suramericanos se relacionan con ello en 1100, 750, 602-635 y 500d.C. que podrían haber sido claves en el abandono de los asentamientos debido a una dinámica de laderas destructiva (Caviedes, C.N. 2007). En la cuenca Amazónica, se han propuesto causas similares para modificaciones socioculturales debidas a una aridez prolongada, pero esto puede deberse más a las condiciones generales cíclicas relacionadas con los eventos Bond que a ENSO, ya que El Niño es un evento climático sujeto a los procesos planetarios, y no al revés, y los efectos de ENSO al Este de los Andes son netamente inferiores que al Oeste de los mismos (3 veces más precipitación). El clima puede cambiar mucho en escalas de tiempo de décadas a un siglo y el nuevo régimen puede persistir en su tendencia. El ENOS en Suramérica tiene un gran impacto en la precipitación, descarga, estacionalidad y flujo erosivo que circula por la cuenca de drenaje del Amazonas. Entender el impacto de la variabilidad de ENOS en la descarga puede ayudarnos a cuantificar la erosión y el transporte de sedimentos presentes y pasados. Las anomalías en las precipitaciones durante La Niña están fuertemente correlacionadas con la latitud -con latitudes del norte recibiendo menores cantidades y latitudes del sur mayores cantidades que durante años normales. Es importante destacar que existe un gradiente de precipitaciones y anomalías aún más fuerte con respecto a la altitud. Para los procesos que determinan la evolución del paisaje se ha argumentado que la dinámica de la erosión puede estar dominada por eventos de gran magnitud pero baja frecuencia de precipitaciones. Las lluvias más intensas y frecuentes durante los años de La Niña ocurren en los Andes de alta elevación y en las partes suroccidentales de la cuenca de drenaje del Amazonas. Las áreas que experimentan eventos de lluvia más intensa y frecuente durante un ciclo de ENOS también se caracterizan por procesos de erosión superficial incrementados. Durante los eventos ENOS+/- el único efecto común es el aumento en 0,5 en la frecuencia de los eventos de tormenta (Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010), lo que puede ser suficiente para el incremento moderado a fuerte de los procesos erosivos.

IV-1-1-2- La Zona de Convergencia Intertropical

Las regiones ecuatoriales reciben mayor radiación solar que otras de mayor latitud, lo que define sus caracteres térmicos y de humedad, así como los elementos climáticos sobre estas. Las masas de aire sobre el Ecuador se calientan y ascienden como consecuencia. En su ascenso son reemplazadas por aire menos caliente proveniente de otras latitudes y mayor altitud, lo que hace que el aire ecuatorial tienda de nuevo a bajar. Existe un franja de bajas presiones que circunvala el Ecuador geográfico entre 30°N y 20°S que se desplaza periódicamente penetrando en el Hemisferio Norte a fines de marzo y en el Sur a fines de septiembre. Su posición no simétrica es debida al reparto de los continentes en ambos hemisferios y al calor latente o el período glacial/interglacial. Su movimiento se produce como consecuencia de la inclinación del eje de la Tierra con relación al plano de su órbita alrededor del Sol en la convergencia de los vientos Alisios. En esta convergencia es conocida como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En los océanos los vientos son uniformes, con calmas o vientos predominantes del Este y alimentados por estos Alisios, con un régimen mucho más complejo en la rugosidad continental (Pourrut, P. 1983). La ZCIT caracteriza el frente intertropical, que a una altura de entre 500 y 1,500 metros genera una, zona de inestabilidad ciclónica y precipitación.

La ZCIT corresponde al cinturón de mínima presión e intensa convergencia a bajo nivel de los vientos Alisios sobre los océanos ecuatoriales (Garreaud, R.D. et al. 2009). Las precipitaciones sobre la ZCIT son de naturaleza convectiva. Debido a la relación entre atmósfera y océano la ZCIT sobre Pacífico se encuentra al Norte de 5°N a excepción de durante los intensos eventos de El Niño. Al calentarse las masas terrestres más rápidamente que los mares y seguir la ZCIT al Ecuador Térmico, alcanza mayor latitud sobre el continente, lo que transforma en Suramérica la circulación atmosférica año a año y da lugar a estaciones de carácter "monzónico". Entre junio y agosto la ZCIT se posiciona sobre Centroamérica, el Caribe y el Norte de Suramérica. Los Alisios trasladan el aire húmedo desde el Atlántico rumbo Oeste. Su posición durante todo el año al Norte del Ecuador está relacionada con la distribución de la tierra y el mar y la orientación de las costas. Cuanto más frío y hielo encontremos en el Hemisferio Norte, más al Sur llegará la ZCIT (Mitchell, T.P. & Wallace,

J.M. 1992), (Broccoli, A.J. et al. 2006), (Chiang, J.C.H. & Bitz, C.M. 2005), (Martínez, R. et al. 2011), (Schneider, T. et al. 2014), (Schneider, T. et al. 2014). En la región tropical de América del Sur el promedio de anchura de la ZCIT fluctúa entre 300 y 500Km, como puede verse en el corte transversal de la ZCIT a lo largo del Ecuador.

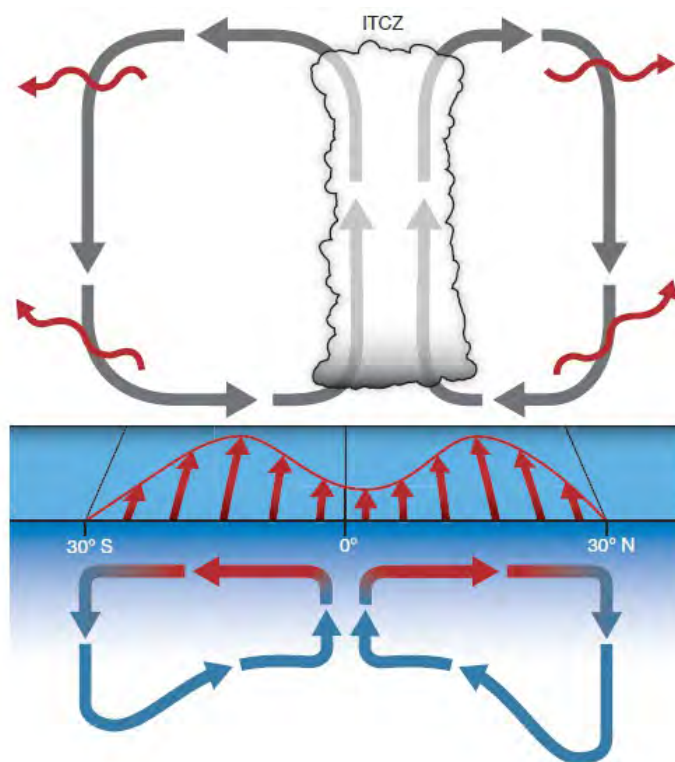


Fig. 64: Corte Transversal de la ZCIT
(Schneider, T. et al 2014)

La ZCIT es el principal generador de variabilidad estacional de los Andes Ecuatoriales. Su actividad produce inestabilidad, nubosidad y precipitación variable, determinando un ciclo anual bimodal de precipitación. Las precipitaciones en la ZCIT disminuyen ligeramente al atravesar el Norte de Suramérica y se produce la mayor precipitación continental sobre los Andes ecuatoriales. La ZCIT pasa dos veces sobre Ecuador: entre diciembre y febrero pasa hacia el Sur tanto más cuanto mayor es el episodio ENOS, llegando anormalmente a 10°S; en marzo, abril y mayo viene del Sur a la Amazonía; en junio, julio y agosto se desplaza al Norte permitiendo el ingreso de aire continental tibio y seco del Sureste; desde septiembre a noviembre vuelve desde el Norte (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007), (Martínez, R. et al. 2011), cruzando el Ecuador entre octubre y diciembre hasta alcanzar los 5°S, ingresando a

través de la Amazonía, recogiendo humedad y provocando lluvias tanto más intensas cuanto más se interna en el continente. Al retirarse la ZCIT el Oriente ecuatoriano tiene el llamado "veranillo del Niño", en el cual la precipitación se reduce (los vientos del este se ralentizan y desde el Oeste llegan algunos retazos secos de la corriente de Humboldt). El frente intertropical llega a los 5°S aproximadamente y se retira entre enero y marzo, dirigiéndose de nuevo hacia el Ecuador y trasladando con él las lluvias y las altas temperaturas de una Amazonía que ha pasado casi tres meses recalentándose y evaporando, hasta cruzarlo de nuevo y reiniciando el ciclo anual de "estaciones" (Garreaud, R.D. y Aceituno P. 2007), (Garreaud, R.D. et al.2009) (Pourrut, P. 1983).

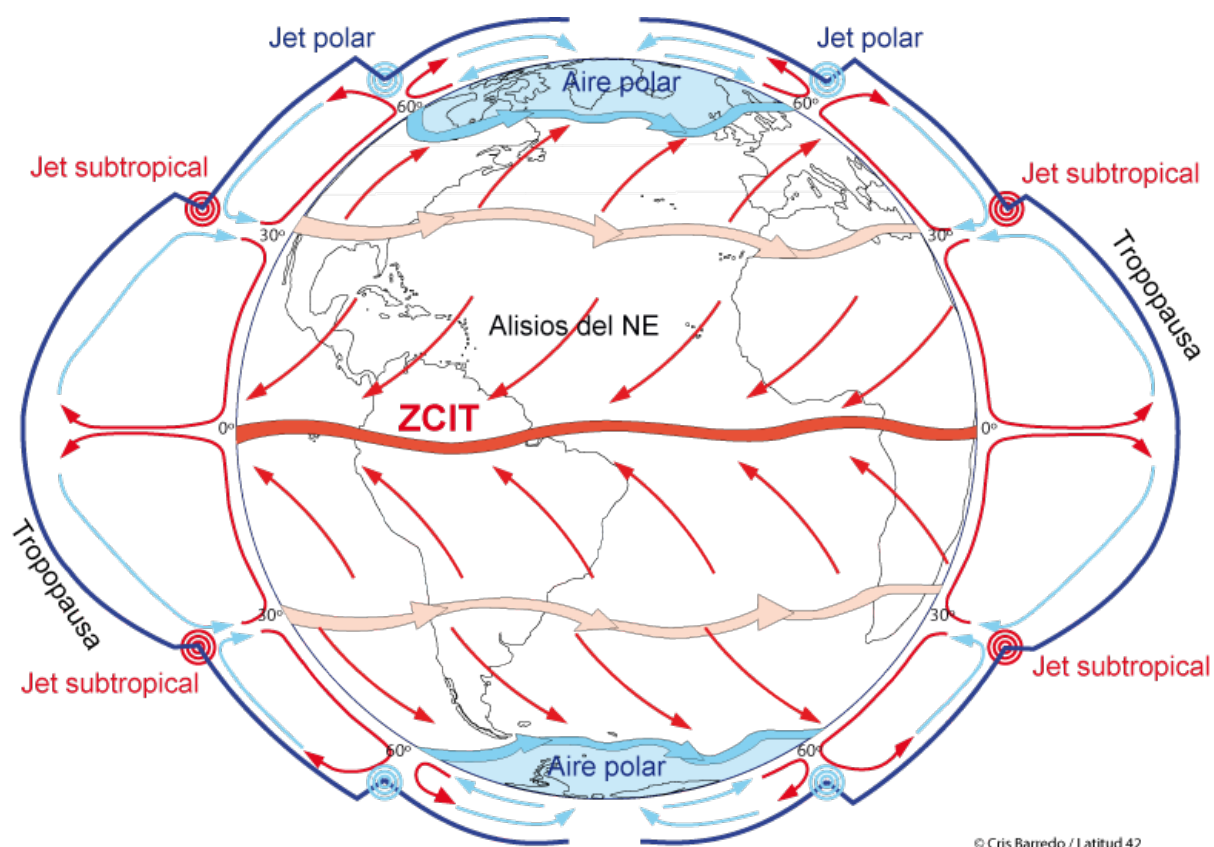


Fig. 65: Circulación general Atmosférica. Situación de la atmósfera y las corrientes en chorro que rodean La Tierra incluyendo las líneas de discontinuidad de la tropopausa y la ZCIT. Fuente: Cris Barredo/Latitud 42.

En los Andes ecuatoriales la diferencia altitudinal de la temperatura media es constante, aunque no lineal. Sin embargo la estacionalidad en las precipitaciones es pronunciada por los movimientos de la ZCIT y los vientos que cargan humedad y se estrellan contra la cordillera.

Los valles intermontanos tienen estaciones secas, aunque también existen enclaves con microclimas húmedos. No son raras las temperaturas nocturnas de 6°C a 2800msnm, con un máximo diario que alcanza los 24°C. El clima altoandino ha sido descrito como *un clima tropical con cuatro estaciones en un día* (Young, K.R. et al. 2007b).

Las variaciones de la ZCIT en las escalas de tiempo de años a épocas geológicas tienen que ver también con la capacidad de enfriarse más rápidamente de uno de los hemisferios. Los paleo registros indican que la ZCIT migra de manera similar hacia un hemisferio que se calienta diferencialmente con respecto al otro (Schneider, T. et al. 2014). Resultaría necesario ponderar la importancia de la circulación de Hadley para entender las variaciones de la intensidad de las precipitaciones en la ZCIT. La fuerza de circulación de Hadley también depende de gradientes de temperatura extratropicales. Observaciones en el siglo XX y los paleo registros permiten entender cómo la ZCIT varía con el clima y el balance de energía atmosférica. Estos datos paleoclimáticos sin embargo no permiten el análisis global de las variaciones de la ZCIT, aunque indican migraciones regionales coherentes a nivel planetario, sugiriendo de nuevo que la posición depende del contraste de la temperatura entre hemisferios. Desde la última edad de hielo ha variado debido al ciclo precesional de la Tierra, cada 21Ka, los cambios climáticos milenarios del Atlántico Norte, impulsados por los cambios en la Circulación Atlántica Meridional y Corriente Termohalina (CTH-AMOC) y la glaciación (Schneider, T. et al. 2014).

La evolución del clima del Holoceno en la Suramérica tropical indica un clima más seco en el Amazonas y el Sureste de Brasil y más húmedo en Venezuela. Este patrón se interpreta como la migración al Norte de la ZCIT. En Suramérica tropical se presentaba un clima más seco durante el Holoceno Temprano y Medio debido a este desplazamiento al Norte. Los cambios climáticos regionales, como la tendencia hacia condiciones más secas desde 5.400aAP también se explican por la posición septentrional de la ZCIT durante la primera mitad del Holoceno. Esto demuestra el vínculo entre la intensidad del monzón y la posición de la ZCIT y que las precipitaciones en la Amazonía y el Sureste de Brasil durante el verano se vinculan a la actividad convectiva en la Cuenca Amazónica y a lo largo de la ZCAS (Silva Dias, P.L. et al. 2009). La ubicación relativa preferida de la ZCIT y la convección continental sobre la cuenca del Amazonas durante el Último Máximo Glacial podría haber estado situada más al

Sur debido a una menor TSM del Atlántico Norte y la reducción de las precipitaciones en los trópicos septentrionales. Sin embargo durante los períodos cálidos los trópicos septentrionales son más húmedos asociados a una posición más septentrional de la ZCIT, y se sabe que la expansión y contracción del hielo durante el Último Máximo Glacial o durante eventos milenarios lleva a un desplazamiento de la ZCIT, produciendo asimetrías de precipitación sobre latitudes tropicales (Sylvestre, F. 2009), (Khodri, M. et al. 2009), (Voarintsoa, N.R.G. 2016).

Durante el inicio del Holoceno (11.700-9.700-7.700aAP), el Hemisferio Norte fue calentándose a medida que los hielos retrocedían. El máximo térmico del Holoceno se produjo sobre 8.000aAP. El perihelio ocurría durante el verano boreal, intensificando la insolación estival en el Hemisferio Norte y debilitándola en el Hemisferio Sur. En el máximo termal del Holoceno se produjo la precesión formal del perihelio a su posición actual en el invierno boreal. La ZCIT Atlántica parece haber migrado hacia el Sur entonces. Los registros de los últimos 100Ka indican una fuerte correlación entre la posición de la ZCIT marina y la redistribución de las lluvias dentro de los trópicos y subtrópicos (Schneider, T. et al. 2014).

Los movimientos al Norte y Sur de la ZCIT en el Atlántico durante los estadios e interestadios del último período glacial se han podido observar durante la deglaciación y el Dryas Reciente y la vuelta a las condiciones cálidas del Holoceno (Chiang, J.C.H. & Bitz, C.M. 2005). Los interestadios Holocenos dimanados de los ciclos Bond, como la PEH, tienen consonancia con el movimiento de la ZCIT derivada de las temperaturas: una reducción en las temperaturas mundiales supone un movimiento al Sur de la ZCIT. En cualquier caso, la ZCIT puede ir al Norte o al Sur, pero siempre estará presente en algún momento de su recorrido sobre el Ecuador geográfico.

El clima del hemisferio Norte durante los últimos 1.200 años se define por la PEH y la culminación de una tendencia de enfriamiento de 600 años que comenzó en 1250dC, así como el calentamiento siguiente desde 1850. La posición más al sur de la ZCIT durante el último milenio probablemente ocurrió alrededor del año 1420, con un cambio de 5° en la posición de la ZCIT durante los últimos 400 años. Esto implica que la ubicación del cinturón de lluvias tropicales es muy sensible a un cambio muy pequeño en la radiación (Sachs, J.P. et al. 2009).

Todos los datos paleoclimáticos en una variedad de escalas de tiempo sugieren un

comportamiento similar, con desplazamientos hacia el Sur de la ZCIT y cambios asociados en la circulación atmosférica tropical durante los períodos fríos en el Hemisferio Norte, que se producen sin embargo con cierto retraso o adelantamiento en función de la localización más o menos adecuada de La Tierra en los ciclos orbitales. Un cambio hacia el Sur en la ZCIT ocurre junto con cambios en los vientos alisios y una respuesta asimétrica de la circulación de Hadley. La ZCIT se desplaza hacia el hemisferio más cálido a cualquier escala temporal, modificando a escala local, regional y planetaria las condiciones atmosféricas y sus teleconexiones (Broccoli, A.J. et al. 2006).

Con variabilidad interanual y decenal o incluso centenaria (tendencias), el clima se ve afectado por los cambios en la posición e intensidad de la ZCIT, que afecta a la convección continental Amazónica a través del régimen de humedad producido por su paso Norte-Sur a gran escala y una baja/alta convergencia de los vientos alisios. La variabilidad en los gradientes de TSM transecuatoriales atlánticos, desde escalas temporales interanuales a decenales, es el resultado de procesos locales y remotos.

IV-1-1-3- Factores y Rasgos Accesorios

Además de el ENSO y la ZCIT, existen muchos otros factores y rasgos que si bien no son directores en el clima del Norte de Suramérica, y a pesar de estar gobernados extrínsecamente, deben tenerse en cuenta para caracterizar el clima regional. Entre ellos destacan la Temperatura Superficial del Mar, el Monzón de América del Sur, la Zona de Convergencia de América del Sur, la Circulación atmosférica regional y sus teleconexiones y la Oscilación Decadal del Pacífico, los cuales pasamos a definir brevemente.

IV-1-1-3-A- Temperatura Superficial del Mar

La Temperatura Superficial del Mar (TSM) tiene una enorme importancia para el clima de las regiones aledañas al Norte de Suramérica. Como hemos visto, la ZCIT traslada humedad hacia el interior desde el Atlántico, y los ciclos ENSO están gobernados principalmente por la TSM del Pacífico y las anomalías que se producen en su vaso ecuatorial. Existen otros puntos

en los que la TSM genera anomalías de precipitación a lo largo de Suramérica. Marzo es la época del año en que la convergencia entre los Alisios del Noreste y Sureste es más cercana al Ecuador, y en septiembre se produce la mayor asimetría ecuatorial, lo que tiene implicaciones en la cantidad de vapor que se transporta a través del continente en función de la TSM atlántica (Mitchell, T.P. & Wallace, J.M. 1992)

El gradiente meridional de la TSM sobre el Atlántico tropical tiene un profundo impacto en el clima y el tiempo de Suramérica Oriental. Las sequías en la Amazonía y el Noreste de Brasil se han relacionado con TSM anormalmente cálidas en el Atlántico Norte tropical (Garreaud, R.D. et al. 2009). Los cambios climáticos del Pleistoceno tardío son coherentes con los ciclos Dansgaard-Oeschger (D-O) o Bond a escala milenaria registrados en el hielo de Groenlandia. Estos ciclos se relacionan con un cambio en la TSM similar a ENSO+, una circulación más débil de la circulación de Walker y un desplazamiento hacia el Sur de la ZCIT en el Pacífico tropical que debilita la AMOC. Los cambios atlánticos inducen muchas respuestas significativas en el Pacífico, incluyendo una circulación anómala de la célula de Hadley durante estos Ciclos Bond (Zhang, R. & Delworth, T.L. 2005).

El papel del albedo del hielo en los momentos de más frío (o en épocas glaciales) parece muy importante, ya que se reduce aún más la cantidad de radiación absorbida. La misma presencia de hielos marinos enfría la superficie del mar; al suceder eventos cálidos sobre Groenlandia se produce un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT. Cuando el Hemisferio Norte está tan caliente que se empieza a descongelar, se produce una descarga de hielo en el Atlántico que enfría su superficie y genera un efecto rebote, enfriando y secando las condiciones de los climas que deben su humedad a este océano (Eventos Heinrich) (Khodri, M. et al. 2009).

IV-1-1-3-B- El Monzón de América del Sur

El clima actual de Suramérica puede explicarse describiendo un ciclo estacional de precipitaciones de carácter monzónico (Sylvestre, F. 2009) que se conoce como Sistema Monzónico de Suramérica (SMAS). Sin embargo, esto no significa que la tipología climatológica “Köppen” sea la de “monzónica”. Halley definió el monzón como una gran perturbación en la circulación general de los vientos alisios de los Trópicos que producen gran estacionalidad (Halley, E. 1686). Localmente puede definirse su aparición cuando la

acumulación de precipitaciones excede la esperada en la media diaria anual. Esta definición es local y robusta, ya que el umbral depende de la climatología local, pero podría esperarse de cualquier estacionalidad fuera de la monzónica (Marengo, J.A. et al. 2001). En un sentido amplio, el término "monzón" suele indicar un cambio estacional en el sistema de circulación a gran escala impulsado por el calentamiento diferencial de los continentes y los océanos. Un sistema monzónico típico se caracteriza por una inversión de la dirección del viento entre las estaciones de verano e invierno con distintos períodos húmedos y secos (Silva, V.B.S. & Kousky, V.E. 2012). En nuestro área de estudio la circulación de la estación cálida y los grandes cambios estacionales observados tienen todas las características de un régimen monzónico canónico (Liebmann, B. & Mechoso, C.R. 2011), excepto que los vientos bajos nunca invierten su dirección. Durante todo el año los vientos Alisios sobre el Atlántico soplan hacia el continente, aunque con diferentes ángulos (Espinoza, J.C. 2012). El monzón se produce por el desplazamiento del cinturón ecuatorial hacia el Sur y la modificación de las corrientes derivadas debido a este calentamiento diferencial (Zhou, J. & Lau, K.-M. 1997). El SMAS transfiere humedad a través de las regiones tropicales de Suramérica siguiendo la línea de la ZCIT (Laraque, A. et al. 2006), (Vuille, M. et al. 2012).

El desarrollo del SMAS sigue el recorrido de la ZCIT y la ZCAS. En la estación húmeda, los vientos del Noroeste del Amazonas y los del Este del Océano Pacífico convergen y se elevan, divergiendo en altura sobre el continente. El máximo de precipitaciones, entre diciembre y febrero, sucede con el establecimiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Esto representa el SMAS bien configurado. La ausencia o variación de la ZCAS representa sequías o una distribución anómala de las precipitaciones (Mendonça, M. 2017).

El SMAS muestra una considerable variabilidad, con impactos significativos en la agricultura, la producción de energía y la sociedad en general. Esta variabilidad interanual del SMAS se relaciona con los eventos ENOS y las anomalías de TSM que desplazan la ZCIT. El SMAS tiene que ver con la fluctuación intra-estacional natural de los trópicos globales, con un período típico de 30-60 días llamada Oscilación Madden-Julian (OMJ) (Silva, V.B.S. & Kousky, V.E. 2012).

Las precipitaciones totales anuales en la cuenca del Amazonas son comparables a las de otras

regiones monzónicas del mundo, pero las precipitaciones durante los períodos húmedos son más bajas que en otras áreas terrestres y similares a las observadas en el océano. En la cuenca occidental del Amazonas las lluvias son abundantes durante todo el año, con una casi duplicación desde el mes más seco (noviembre) hasta el más húmedo (mayo) (Liebmann, B. & Mechoso, C.R. 2011). La intensidad del SMAS y las precipitaciones monzónicas han sufrido cambios abruptos en la región durante el último período glacial relacionados con los eventos Dansgaard-Oeschger (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007).

El SMAS varía en amplios rangos espaciales y controlan su variabilidad importantes enlaces locales y remotos, al menos durante el Cuaternario (Cook, K.H. & Vizy, E.K. 2006), (Kanner, L.C. et al. 2012), (Mohtadi, M. et al. 2016). Hacia 1970 se produjo un aumento en la duración del SMAS en la transición climática de frío a cálido en los años 70, cambiando su duración en consonancia con el movimiento de la ZCIT. La transición climática de la década de 1970 se asoció con cambios de la TSM del Océano Índico y existe un amplio consenso en que desde 1977 se han favorecido las condiciones para el aumento de las precipitaciones sobre el Sur del Amazonas y el centro de Brasil (Marengo, J.A, 2004), (Carvalho, L.M.V. et al. 2010). Los eventos ENOS+ tienen poca importancia en la variabilidad del SMAS: las precipitaciones tienden a estar por debajo del promedio en el Norte de Suramérica y por encima en el Sureste de Suramérica (Grimm, A.M. 2003, 2004), (Espinoza, J.C. et al. 2009, 2011, 2013), (Garreaud, R.D. et al. 2009). A lo largo del Cuaternario el SMAS ha estado relacionado con la posición de la ZCIT. Así como esta varía en función del diferencial de temperaturas de los hemisferios se pudo comprobar la intensificación del SMAS durante la PEH y la disminución de su actividad durante los intervalos del OCM (Vuille, M. et al. 2012), (Bird, B.W. et al. 2011). La variabilidad hidroclimática de la cuenca Noreste del Amazonas Periandino está relacionada con el SMAS (Cook, K.H. & Vizy, E.K. 2006), (Kanner, L.C. et al. 2012), (Mohtadi, M. et al. 2016). Las reconstrucciones para los últimos 1.600 años señalan variaciones en las condiciones hidroclimáticas sobre América del Sur tropical debidas a la OCM y la PEH. La precipitación durante la PEH parece haber aumentado aproximadamente un 20% en comparación con el siglo XX en las Regiones Orientales de los Andes Ecuatoriales. El OCM muestra una disminución de la humedad por la actividad reducida del SMAS. La precipitación sobre la Amazonía occidental es muy sensible a los cambios en los

TSM del Atlántico tropical, con una reducción de la precipitación cuando se observan anomalías positivas de los TSM. Hay una reducción de la intensidad del SMAS a escalas de tiempo multidecadales, vinculada a una migración hacia el Norte del ZCIT (Apaéstegui, J. et al. 2014). La reducción de la actividad de SMAS en el occidente Amazónico en función de la posición de la ZCIT y la TSM es aún objeto de debate (Grimm, A.M. 2003, 2004), (Espinoza, J.C. et al. 2009, 2011, 2013), (Garreaud, R.D. et al. 2009). La mayoría de los estudios que han investigado la reacción de la precipitación en el conjunto de la Amazonía describen un aumento de la aridez durante los períodos cálidos, lo que difiere de esta interpretación del SMAS.

IV-1-1-3-C- La Zona de Convergencia de América del Sur

La Zona de Convergencia de América del Sur (ZCAS-ZCSA) -a veces confundida con la Zona de Convergencia del Atlántico Sur o Anticiclón del Atlántico Sur, con el que se encuentra relacionado-, es una zona de confluencia de vientos de bajo nivel orientada en la dirección Noroeste/Sureste que contribuye de forma importante a la precipitación del sector tropical de América del Sur y al intercambio energético interhemisférico. Los cambios en la posición e intensidad de la ZCSA se reflejan en anomalías de la TSM sobre el Atlántico Suroccidental. Esta gran variabilidad intrínseca interanual de la ZCSA está modulada por el ciclo ENOS, que explica cerca de dos tercios de la variación climática interanual, impulsada por la TSM atlántica (Sylvestre, F. 2009), (Cruz, F.W. et al. 2009). La variación climática en América del Sur tropical ocurre en escalas temporales multi-milenarias como resultado de la variación de la TSM y de las interacciones entre el océano y la atmósfera del Atlántico tropical (Baker, P.A. & Fritz, S.C. 2015).

La ZCIT y la ZCSA son dos características climáticas diferentes pero su variabilidad está relacionada entre sí y con los forzamientos remotos (Silva Dias, P.L. et al. 2009). La ZCSA se sitúa de forma habitual entre la Amazonía y los Llanos de Argentina. La ZCSA puede encontrarse durante todo el año, pero es más intensa durante el verano, cuando queda conectada con la Zona de Convección Amazónica (ZCA) en la parte central del continente, produciendo episodios de precipitaciones torrenciales en gran parte del Sur y Este de

Suramérica. A finales de octubre se produce el rápido desplazamiento de la ZCAS desde el extremo septentrional del continente hacia la cuenca central del Amazonas, lo que marca el inicio del SMAS. La alta presión que se encuentra habitualmente sobre el Altiplano Boliviano contribuye a la intensificación de la ZCSA durante el verano (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007), (Garreaud, R.D. et al. 2009). La ZCSA produce un corredor de humedad entre los Andes y el Escudo Brasileño en el centro y Sur de Suramérica (Espinoza, J.C. 2012).

El Anticiclón del Atlántico Sur es un actor clave influyente el Atlántico ecuatorial y una gran parte del Atlántico tropical Norte. El paradigma del puente atmosférico relaciona el calentamiento de la TSM en el Océano Atlántico tropical con la reducción de la nubosidad de las aguas cálidas del Pacífico oriental y viceversa (Cabos, W. et al. 2016). Los Mega-ZCSA durante los eventos Heinrich son componentes importantes de la variabilidad climática a escala milenaria que alimentan el SMAS y apuntalan la teoría de mayor precipitación estacional durante las fases frías y eventos Heinrich (Stríkis, M.N. 2015).

IV-1-1-3-D- Circulación atmosférica y teleconexiones: Walker y Hadley

El término "teleconexión" se refiere a anomalías climáticas relacionadas con distancias típicamente del orden de 1.000Km o más (Grimm, M.A. & Ambrizzi, T. 2009). Las teleconexiones del continente Suramericano están relacionadas fundamentalmente con la circulación atmosférica de las células de Walker y Hadley. Las dos células convergen sobre los Andes Ecuatoriales, solapándose sus efectos y transformando el clima más fuertemente que si lo hicieran por separado (Oliver, J.E. et al. 2005).

El esquema de la circulación de la célula de Walker se compone de células longitudinales de circulación en la atmósfera a lo largo del Ecuador. Esta circulación produce movimientos ascendentes del aire sobre los continentes calientes que desciende cuando llega a los océanos más fríos. Este diferencial es el motor y principal fuente de energía de la circulación. Existen cinco células de circulación, siendo la mayor la que se extiende sobre el océano Pacífico, donde crea una región de alta presión en la troposfera superior (Pourrut, P. 1983), (Grimm, M.A. & Ambrizzi, T. 2009). La ZCIT puede ser entendida como una faceta de la circulación de Walker en su sección ascendente. Las ramas descendentes de la circulación de Hadley traen masas de aire caliente y húmedo hacia la ZCIT, donde convergen entre ellas y con la

circulación de Walker. Allí se elevan y divergen a medida que se convierten en masas de aire más frías y secas. La ubicación de la convección puede migrar lejos del Ecuador y puede amortiguar la migración de la ZCIT o amplificarla (Cruz, F.W. et al. 2009), (Schneider, T. et al. 2014).

La convergencia de los vientos alisios colmados de agua, el ascenso y convección sobre la ZCIT, la divergencia hacia el Polo en la Troposfera alta y el descenso más suave del aire ya seco sobre los subtrópicos forman un circuito cerrado conocido como la circulación de Hadley (Garreaud, R.D. & Aceituno P. 2007), (Garreaud, R.D. et al. 2009). La circulación de Hadley se produce entre el Ecuador hasta latitudes 30° N-S. El calor es transportado ascendiendo por convección desde las regiones ecuatoriales hacia las latitudes superiores por las capas altas de la Atmósfera. El ascenso del aire caliente en el Ecuador se relaciona con la convergencia de la ZCIT y las precipitación convectiva que la acompaña. El transporte de masas hacia el Ecuador por los alisios se produce por la Troposfera inferior y el transporte de masas hacia los polos se da en la Troposfera superior, con la convergencia en el movimiento ascendente en la zona ecuatorial y descenso en los subtrópicos (30°). El motor primario de la célula Hadley es, por supuesto, el calor ecuatorial (Grimm, M.A. & Ambrizzi, T. 2009). Mientras que la circulación de Walker cambia poco en Suramérica entre el verano y el otoño, la circulación regional de Hadley tiene diferencias importantes entre estaciones. La variabilidad estacional e interanual de las ramas ascendentes y descendentes regionales de Walker y Hadley sobre Suramérica modula la distribución de las precipitaciones en algunas regiones. Durante los eventos ENSO+ la convección tropical se desplaza del Pacífico Occidental hacia el centro y Este del Pacífico. Por ello la célula de Walker se debilita, ya que la circulación anómala inducida a lo largo del Ecuador se opone a la circulación lógica. Esto también afecta a la circulación regional de Hadley y tiene un enlace dinámico entre ENOS y la precipitación a través de la circulación anómala de Walker (Grimm, M.A. & Ambrizzi, T. 2009).

IV-1-1-3-E- La Oscilación Decadal del Pacífico

La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) representa la variabilidad climática a escala decadal e interdecadal de este océano. La ODP es una variación del clima del Pacífico que alterna fases de calentamiento y de enfriamiento cada 20 o 30 años. Durante la fase cálida de

la ODP el Pacífico occidental se enfría y parte del Pacífico oriental se calienta; durante la fase fría se produce el patrón contrario, produciendo grandes anomalías en resonancia con eventos ENSO+/- (Martínez, R. et al. 2011). Los registros de precipitación relacionados con la ODP en América del Sur exhiben variabilidad decadal e interdecadal con una amplitud menor (<10%) que los cambios interanuales. La ODP tiene una fuerte semejanza con los eventos ENSO pero los vínculos entre ambos no se entienden por completo. Desde mediados de 1976 se ha producido una disminución de las precipitaciones en el norte de la Amazonía en relación con las dos décadas anteriores (Marengo, J.A. 2004). Esto es consistente con el cambio de fría a cálida de la ODP a mediados de los años 70, pero no puede atribuirse totalmente a esta porque los eventos de ENSO también se han vuelto más frecuentes e intensos en los años 80 y 90, en comparación con las tres décadas anteriores. Las anomalías pluviométricas de ENSO son más fuertes en aquellos episodios ocurridos durante la fase cálida de la ODP (Garreaud R.D. et al..2009).

IV-1-2- Materiales y metodología

Una vez comprendido el contexto climático que se ha propuesto para el Norte de Suramérica y los diferentes factores que actúan en este contexto, pasaremos al análisis detenido de las características del clima de los Andes Orientales Ecuatoriales y la Amazonía Periandina; pero antes explicaremos las principales herramientas que hemos utilizado para ello, los procesos, fuentes y tipos de datos y el método escogido para este análisis.

IV-1-2-1- Fuente de los datos y tratamiento estadístico

La idea general de realizar la cartografía climática fue la propuesta del estudio de precipitaciones y drenajes realizado en la Universidad Nacional de Chimborazo durante los años 2013-2014 en la Provincia de Tungurahua (Morán Sáez, J. 2014ab). La Universidad Nacional de Chimborazo obtuvo los datos sin tratar de 29 estaciones meteorológicas del centro del país y fue contratada como consultora por la *Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit*, o Cooperación Internacional Alemana -GIZ- para dos proyectos distintos: el Análisis Temporal de las Precipitaciones y el Análisis Hidrogeológico

de la Provincia de Tungurahua. Los datos se encontraban almacenados en archivos de texto (en formato txt) con formatos diversos y fundamentalmente con características meteorológicas. Como geógrafo de la Universidad Nacional de Chimborazo y especialista en SIG del Instituto de Investigación (ICITS) fui requerido para la revisión de los datos, la instrucción del grupo de trabajo para la depuración, la reducción y transformación climatológica y la inserción de datos en las matrices de cálculo.

Las 29 estaciones presentaban múltiples problemas, entre los que los huecos en las series, los períodos de recolección de datos alternos y otras muchas consideraciones eran comunes. Algunas de ellas adolecían de calidad, por lo que fueron sacadas del conjunto. Una vez realizado el trabajo relativo a los datos, se realizó un estudio climatológico de la provincia de Tungurahua. Ese estudio puede considerarse el germen de esta tesis. A lo largo de los siguientes 3 años se completaría el conjunto de datos con otras 20 estaciones, incluidas algunas de control cuyas datos ya se encontraban procesados para el análisis climatológico.

Resulta obligatorio hacer referencia al capítulo II, donde se realiza una introducción a la metodología y los datos utilizados.

La mayoría de las estaciones se visitaron, con acercamientos en la medida de lo posible. Cada una recibió un informe, tanto de la propia estación física como de sus datos. Mediante este estudio se comprobaba su validez, localización y estado. Cuando los datos recogidos no cumplían los estándares mínimos establecidos, sus datos climatológicos fueron examinados con atención para su posterior relleno, descarte o sustitución por medio de fuentes alternativas.

Los anuarios estadísticos del Ecuador no son completos y no han resultado fiables. En muchos casos no incluyen las variables típicas para el estudio climático. Muchas estaciones no tienen sus datos disponibles por ser propiedad de distintas agencias que no comparten sus bancos de datos o resultados. Las estaciones que disponen de anuarios estadísticos no suelen ir más allá de 1994, incluyendo un período de fuerte recurrencia e intensidad de eventos ENSO. Desde el establecimiento en 1890 de la primera estación meteorológica en Ecuador existe un vacío de información hasta 1944, cuando se crea el Servicio Meteorológico del Ecuador. A partir de entonces se establece la red de estaciones meteorológicas de carácter climático a través del Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI). Los anuarios meteorológicos y climáticos se han venido produciendo desde 1959 de forma intermitente. Para 1985 Ecuador

contaba con 200 estaciones. A pesar de ello, las estaciones no siempre han estado accesibles y el manejo de los datos primarios es hasta hoy, lamentablemente, deficiente. Además Ecuador tiene una topografía muy irregular que interviene terminantemente en la distribución de los climas (Pourrut, P. 1983).

Para la realización de este estudio se tuvieron en consideración 40 estaciones representativas. Con el objetivo de evitar cualquier contaminación o presupuesto este trabajo se basa en datos meteorológicos directos de las estaciones (excepto en los casos en los que esto no fue posible por causas técnicas). Además de los climodiagramas se han realizado para todas las estaciones el cálculo de los principales índices bioclimáticos, que se presentan en el estudio bioclimático. Finalmente, las estaciones utilizadas fueron las siguientes: Aeropuerto, Alao, Baños, Cebadas, Convenio Calamaca, Cotopaxi-Clirsen, Cotopilalo Convenio, Cusubamba, El Refugio-Cotopaxi, Guano, Guaslan, Huambalo, Licto, P. F. Cevallos, Pastocalle, Patate, Pilahuin, Pillaro, Pujilí, Puyo, Río Verde, Rumipamba- Salcedo, San Juan, Sangay, Saquisilí, Tisaleo, Totorillas, Urbina, Puerto Francisco de Orellana, San Sebastian del Coca, Tena, Baeza, Loreto, Macas, Mera, Agoyán, Shell, Archidona, y Papallacta. Cada una de ella fue fotografiada, y examinado el detalle de sus instalaciones. A través de la localización de las mismas fue posible su geolocalización mediante GPS (Fig 75) y el primer ingreso de datos (la geolocalización de las estaciones) en una tabla de cálculo. Las estaciones de Huambaló, en una huerta, y la de Baños o Río Verde, con cerramiento propio, ejemplifican el estado de la mayoría de las instalaciones (Fig. 76).



Fig. 66: Recogida de datos GPS Foto Natalia Salazar



Fig. 67: Estación típica (Río Verde)
Foto: Juan Morán Sáez

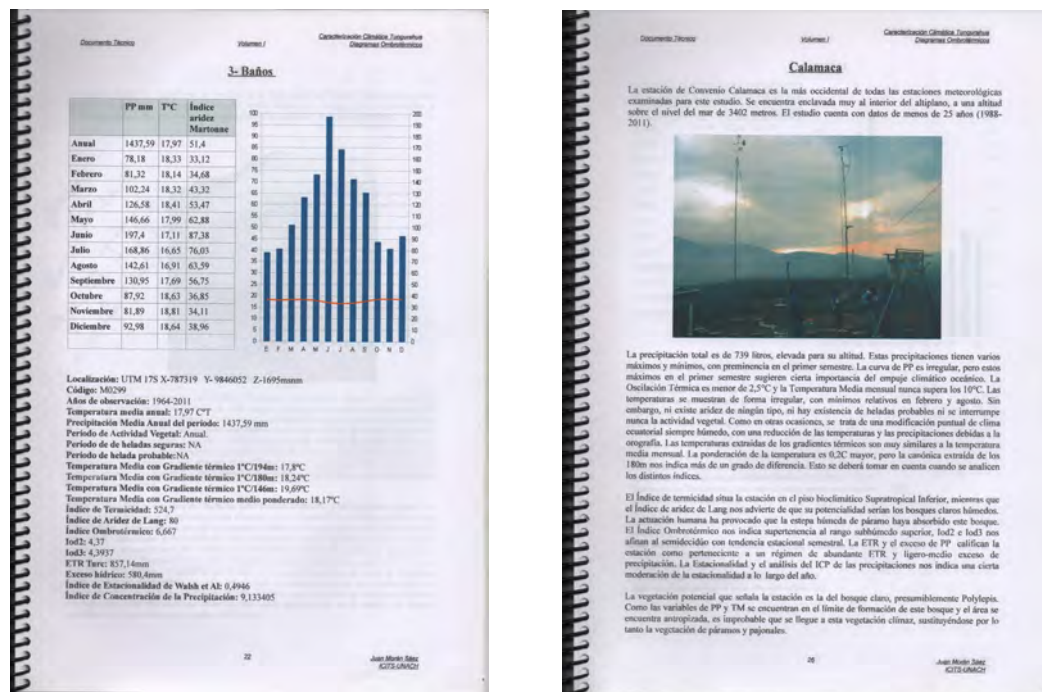


Fig. 68: Documentos de las estaciones

Los datos recogidos se complementaron con estaciones con datos recogidos de forma independiente, entre lo que destaca la sustitución de algunas estaciones y el añadido de otras, llamadas “de control” que nos permitirían ampliar el área de estudio más allá del Ápice del Megacono. Los datos meteorológicos recogidos en bruto eran volcados en una base en formato de texto (txt), donde se procedía a la depuración de las estaciones.

salid029: Bloc de notas

Archivo Edición Formato Ver Ayuda

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E HIDROLOGIA

Precipitación total Diaria (mm) 08/23/12

SERIE DE DATOS METEOROLOGICOS

NOMBRE: BANNOS CODIGO: M0029 LONGITUD: 75° 25' 5" W ELEVACION: 1695,00

PERIODO: 1964 - 2011 LATITUD: 1G 23' 29" S

ANIO DIA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
1964 1	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	5.7	9.5	0.0	2.4	2.8	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1964 2	6.8	2.7	5.7	0.8	0.3	8.2	4.0	0.5	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.8	2.8
1964 3	0.0	0.0	0.3	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	8.0	14.2	1.3	33.4	8.4	7.7	29.4	2.3	0.5	5.7	8.5	0.0
1964 4	9.8	6.9	11.6	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	6.4	6.5	0.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.2	1.6	0.0	0.0	0.0
1964 5	1.9	0.3	1.4	0.6	1.3	0.2	0.0	0.0	8.5	0.0	13.6	0.0	0.0	0.0	32.7	0.0	1.6	0.5	0.4	0.0
1964 6	0.2	2.1	4.2	1.6	16.2	2.5	0.1	0.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1964 7	3.2	0.2	7.1	10.4	0.9	0.0	3.0	1.7	0.0	0.3	25.9	1.4	0.2	0.0	0.7	19.3	16.5	0.0	0.0	1.9
1964 8	10.0	34.6	3.6	0.3	0.0	29.0	2.8	2.6	0.0	0.0	0.0	23.2	8.6	0.9	4.0	13.1	0.3	6.2	0.1	5.0
1964 9	2.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	2.2	0.8	1.0	9.0	8.5	0.5	0.0	0.0	7.2	0.9	0.0	0.0	0.0
1964 10	1.5	4.9	0.6	0.1	9.7	1.5	1.6	0.4	0.2	0.0	1.2	0.6	0.9	0.7	1.6	0.0	0.0	0.7	0.5	0.0
1964 11	0.0	0.9	5.9	1.8	0.0	0.0	0.3	0.8	0.3	0.5	0.0	0.0	1.5	1.1	5.5	2.1	0.3	0.1	0.4	2.1
1964 12	0.0	0.0	2.4	1.0	32.2	0.0	0.0	0.7	0.1	2.9	0.1	4.3	1.2	1.9	0.4	0.3	1.7	3.1	0.9	0.0
1965 1	0.0	1.3	0.2	0.5	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	1.6	0.5	8.3	10.7	0.0	0.0	0.4	0.8	0.9
1965 2	4.6	9.9	14.5	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.2	6.6	7.1	2.8	4.4	0.0	0.0	0.1	4.5	0.4	1.3	1.0
1965 3	11.8	2.1	0.5	9.7	9.4	0.2	0.1	2.4	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	7.9	8.6	0.3	0.2	9.0	0.1	0.0
1965 4	0.2	4.4	12.5	0.3	7.3	0.2	7.0	0.9	0.0	0.9	2.6	0.0	1.0	0.8	0.4	5.2	5.0	9.1	8.3	2.9
1965 5	1.5	9.2	8.7	1.9	7.3	3.4	0.5	25.8	9.3	4.1	17.4	2.9	0.9	15.3	15.9	20.1	10.3	10.5	6.5	1.8
1965 6	2.5	3.1	0.9	2.1	5.2	3.9	1.6	2.5	0.2	0.4	37.8	7.1	0.5	2.7	2.9	8.9	19.9	11.8	0.0	0.0
1965 7	1.5	0.2	0.1	13.5	9.7	0.1	2.9	7.0	6.6	2.3	6.3	7.3	3.6	0.0	0.3	0.5	0.1	0.0	9.2	10.4
1965 8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1965 9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1965 10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.1	1.1	1.2	12.9	0.0	3.5	34.0	0.2	0.8
1965 11	0.0	0.8	0.5	10.7	17.2	5.5	4.6	1.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	1.2	3.9	9.6	9.2	0.9	4.1
1965 12	6.6	2.5	2.9	3.0	1.2	0.0	0.0	4.0	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5	2.8	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0
1966 1	0.2	0.4	3.0	1.7	0.0	2.6	0.1	0.2	1.1	5.2	0.2	2.4	0.5	5.4	0.3	1.3	1.0	5.4	2.4	0.0
1966 2	0.0	0.0	0.0	0.0	10.5	3.0	0.0	0.0	0.0	4.8	0.0	0.2	0.5	9.9	6.3	0.0	0.0	6.1	11.5	0.0
1966 3	4.4	0.9	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.2	0.0	0.0	0.0	1.2	2.9	4.4	6.3	10.0	4.3	0.0	0.0
1966 4	13.7	0.1	0.0	0.0	0.0	9.3	2.4	3.8	1.6	3.3	0.0	0.0	2.9	1.3	7.3	5.3	4.1	0.2	0.3	10.0
1966 5	0.0	2.3	1.4	0.8	0.3	15.7	3.2	31.2	12.0	0.0	0.2	0.3	0.0	1.7	0.0	6.3	0.0	2.7	0.2	6.9
1966 6	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	2.5	8.5	2.0	0.0	3.8	25.0	0.0	33.4	8.1	0.0
1966 7	0.7	0.7	0.8	2.2	2.4	2.2	5.7	1.7	12.7	9.6	0.8	40.6	27.7	14.2	10.1	6.5	0.0	3.5	0.0	0.0
1966 8	2.1	1.7	0.0	0.0	3.7	8.0	20.0	10.8	1.2	6.0	3.0	0.5	1.0	0.4	0.0	0.0	0.0	1.1	26.9	4.5
1966 9	0.0	2.2	1.6	0.0	0.0	0.0	9.9	13.6	15.5	0.6	0.6	64.4	14.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	1.1
1966 10	4.8	6.7	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.1	5.8	0.0	0.0	4.0	4.5	10.7	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1966 11	4.0	5.0	3.1	2.8	0.9	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.5	0.2	0.0	0.0
1966 12	0.0	1.8	1.0	4.8	7.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	1.9	0.0	0.8	3.6	1.0	0.2	10.2	0.3
1967 1	10.6	0.0	0.2	0.0	0.6	2.0	2.1	1.2	1.5	0.0	0.2	2.7	8.9	13.4	10.2	12.0	2.3	0.4	0.0	0.0
1967 2	0.5	0.5	3.4	0.0	0.0	0.0	3.3	0.5	5.3	5.0	1.4	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0
1967 3	5.8	16.6	0.7	0.0	5.4	0.0	0.2	10.0	0.0	0.0	0.3	2.4	0.2	0.0	6.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0

Fig. 69: Documento txt de datos en bruto

Los mayores problemas surgieron con la inexistencia de datos en algunos registros, como las temperaturas mínimas o máximas. Por regla general las estaciones tenían registros de precipitación y temperatura diarios desde 1960 en adelante, mientras que en los casos más desafortunados sólo se encontraban datos desde 1994 hasta 2015. Se rellenaron los huecos existentes en las temperaturas y precipitaciones para conseguir solidez en el conjunto de los datos mediante herramientas de cálculo básica, en formato de cálculo excel. Los procedimientos de relleno de datos variaron de estación a estación, ya que ninguna de ellas tenía exactamente los mismos huecos o fallos instrumentales. Consideramos que se mantuvo una coherencia en este relleno al comprobar su solidez con las fuentes secundarias (climate-data.org, INAMHI, MAGAP, MAE) y que los valores resultantes son una medida muy real de los climas tipo. Este documento fue transformándose a medida que se destilaban sus datos meteorológicos almacenados en archivos de texto (en formato txt) en datos climáticos. A partir de aquí se continuó con el trabajo de descripción de estaciones para conseguir un sólido primer documento compuesto por fotos, descripción y ficha de las estaciones, al que pronto se añadiría un climograma de cada una de ellas (Morán Sáez, J. 2014a).

Estaci+ñ Alao M0396 [Modo de compatibilidad] - Microsoft Excel (Error de activación de productos)

ArchivoInicioInsertarDiseño de páginaFórmulasDatosRevisarVistaGIS [demo]MapAcrobat

Cortar

Copiar

Copiar formato

Portapapeles

Calibri10

Fuente

Alineación

Ajustar texto

Combinar y centrar

Número

Número

Formato condicional

Dar formato como tabla

Estilos de celda

Insertar Eliminar Formato

Autosuma

Rellenar

Borrar

Ordenar y filtrar

Buscar y seleccionar

Modificar

Advertencia de seguridad

Se han deshabilitado las conexiones de datos:

Habilitar contenido

L14

0

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC	AD	AE	AF	AG	AH
1																																		
2																																		
3																																		
4	AÑO	DIA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
5	1964	Julio																																
6	1964	Agosto	0.00	0.00	0.00	6.90	0.00	0.00	0.00	3.50	33.60	0.30	7.10	1.00	0.00	0.20	0.00	2.50	5.20	0.00	0.00	0.00	0.00	2.90	0.30	2.00	6.50	5.70	6.50	5.10	2.40	4.40	1.90	
7	1964	Septiembre	7.50	22.40	0.30	4.00	0.00	14.00	7.50	2.40	0.30	0.00	24.70	8.10	6.20	0.30	0.20	0.70	0.20	2.30	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
8	1964	Octubre	0.30	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.20	0.00	7.00	1.40	19.10	4.70	2.00	0.00	0.70	0.00	0.00	3.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.40	0.00	1.60	0.00	0.50	0.00	2.50	1.10	0.00	
9	1964	Noviembre	0.00	3.80	3.50	1.60	0.20	1.40	0.20	0.00	0.00	0.00	0.30	0.80	0.00	0.00	0.40	0.00	0.50	1.20	2.70	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.20	6.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	
10	1964	Diciembre	0.20	0.70	6.10	2.50	0.10	9.90	8.90	0.00	9.00	6.00	1.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.30	0.40	0.00	1.10	1.60	6.00	0.00	0.00	1.00	7.30	8.60	4.50	0.00	0.00	
11																																		
12	AÑO	DIA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
13	1965	Enero	0.00	0.20	0.30	1.00	2.50	0.00	0.00	1.00	0.80	0.00	0.20	0.00	0.00	1.30	0.00	1.10	0.20	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	8.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
14	1965	Febrero	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.10	7.20	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	0.00	0.00	0.00		
15	1965	Marzo	4.10	8.50	1.40	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	2.90	0.00	0.40	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.30	0.30	1.50	1.50	2.90	0.00	2.50	0.40	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	
16	1965	Abril	6.70	7.20	8.20	0.00	0.00	32.80	0.00	0.50	1.40	0.10	0.00	0.60	0.80	6.40	2.70	0.00	0.00	8.40	5.50	0.00	0.30	0.00	0.10	0.00	0.20	0.40	0.50	0.00	7.50	9.10	0.00	
17	1965	Mayo	0.00	5.80	4.20	0.50	0.00	0.00	1.50	0.30	15.80	1.90	4.90	5.20	0.90	14.50	1.20	1.70	5.40	6.30	1.70	3.00	0.00	1.30	1.90	0.60	0.00	3.60	2.80	0.50	0.20	0.90	0.90	
18	1965	Junio	0.20	13.00	9.30	1.10	0.90	0.70	4.40	10.90	2.40	1.30	4.70	0.00	0.20	5.90	5.80	13.10	2.40	1.60	2.10	0.10	0.00	1.50	1.30	0.30	0.20	0.20	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	
19	1965	Julio	2.60	0.90	5.60	5.50	4.20	1.30	8.00	0.10	0.10	0.00	14.40	3.20	2.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	6.70	6.90	0.00	1.50	0.00	1.00	3.90	0.20	0.10	0.00	0.30	0.20	0.00	
20	1965	Agosto	0.00	0.00	0.00	0.90	5.40	0.00	1.10	4.40	1.50	0.00	1.00	1.10	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.10	1.40	0.00	0.00	0.00	0.00	12.60	0.10	11.30	17.90	7.40	0.00	0.00	
21	1965	Septiembre	0.00	0.00	0.00	0.00	3.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	1.00	0.50	0.00	0.40	0.00	1.10	1.50	1.10	0.50	4.80	2.50	1.50	0.60	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.00	2.40	0.00	
22	1965	Octubre	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40	0.00	2.30	2.90	7.10	3.80	10.60	1.10	0.00	0.00	24.90	0.00	0.00	4.70	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	
23	1965	Noviembre	0.50	1.60	0.00	0.00	2.20	0.30	0.80	3.20	11.50	0.00	16.80	2.00	7.70	9.20	0.60	3.90	0.50	7.20	1.00	12.90	22.50	6.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.20	0.00	
24	1965	Diciembre	0.60	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	4.20	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.30	1.20	2.40	0.00	1.80	1.20	1.70	1.60	

Lista de Hojas1

100%

Fig. 70: Datos volcados en base de cálculo

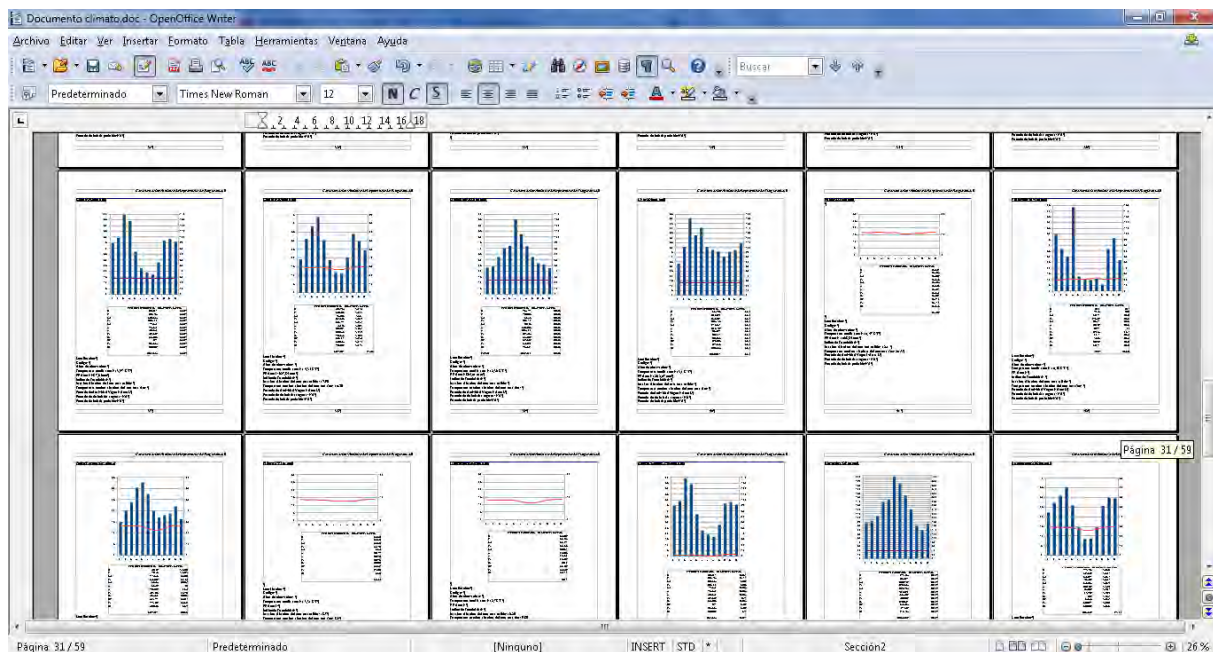


Fig. 71: Análisis previo de climogramas La ficha para cada estación incluía la altitud, localización, código, años de observación, temperatura media anual, precipitación anual y mensual, Índice de Termicidad, Temperatura Máxima Absoluta del mes más cálido, mínima absoluta del mes más frío, Período de Actividad Vegetal, Período de de heladas seguras y Período de helada probable.

A continuación los datos básicos climáticos que habíamos obtenido pasaron a la base de datos preparada para su ingreso en un SIG, la cual llegó a tener 160 atributos diferentes (Fig. 81)

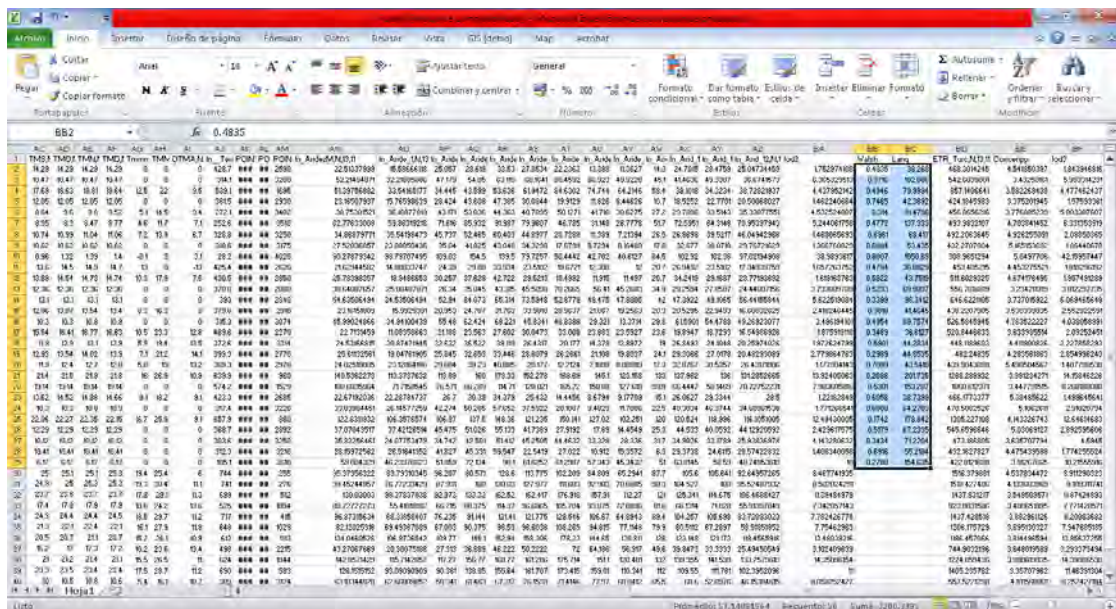


Fig. 72: Base de datos adaptada a SIG

Los atributos, organizados en columnas, eran los siguientes: Nombre, Localización en Abscisas, Localización en ordenadas, Altitud, Precipitación Media Anual, Precipitaciones Medias mensuales, Temperatura Media Anual, Temperaturas Medias mensuales, Temperatura mínima del mes más frío, Temperaturas Máximas del mes más cálido, Oscilación Térmica Anual; Índice Ombrotérmico, Índice Ombrotérmico 2 (Io2), Índice Ombrotérmico 3 (Iod3), Índice de Termicidad, Índice de Aridez Anual de Martonne, Índices de Aridez mensuales Índice de Estacionalidad, Evapotranspiración ETR de Turc, Índice de Walsh, Índice de Lang, Índice de Concentración de la Precipitación, y Correspondencia con el Clima Koppen, así como sus correspondencias para la transformación en el Clima Glacial del Pleistoceno. Realización de climogramas y revisión de climogramas.

El Cálculo del Gradiente Térmico

La progresiva reducción de los datos en las bases de cálculo permitió encontrar inconsistencias, como las relativas al cálculo del gradiente actual y los problemas asociados más adelante con los gradientes altitudinales de temperatura durante los períodos glaciales. El gradiente térmico adiabático está habitualmente considerado como la variación regular de la temperatura del aire en relación con la altura. Cuando el aire se encuentra seco y no se produce condensación, la temperatura puede variar hasta 1°C por cada 100 metros. Cuanto más saturado se encuentre, el aire tendrá más dificultad para modificar su temperatura, reduciéndose el gradiente hasta 0,5°C/100m. En regiones muy húmedas que se desecan rápidamente en altitud, el gradiente no es lineal. Además, en las regiones de alta montaña estos valores pueden variar radicalmente, incluso a lo largo de un mismo período. Las condiciones del clima de montaña producen un gradiente térmico que difiere de los habituales rangos, ya que pierde densidad rápidamente a partir de determinada altura. Como nos encontramos con que en algunas de las estaciones meteorológicas examinadas no se dispone de datos de temperatura fiables, o estos eran fragmentarios, o ni siquiera tenían medidas tomadas, se realizó una estimación anual de temperaturas. Esta estimación de las temperaturas tuvo tres formulaciones distintas. Aunque se han considerados algunas aproximaciones específicas para el cálculo de gradientes térmicos (Fries, A. et al. 2009-12), (Rojas, E. et al. 2010), para la realización de los presentes en esta tesis se han utilizado técnicas estadísticas

aplicadas a la geografía.

El gradiente no coincidía con $0,0065^{\circ}/\text{m}$ ($154\text{m}/^{\circ}\text{C}$), que tradicionalmente ha sido considerado el más adecuado, por lo que se calculó completo para cada estación con respecto a las demás. Eso permitía ver la curva que hacía relacionando altitud y temperatura y poder interpolar temperaturas de cualquier altitud. Las formulaciones se basaron en tres gradientes entre estaciones, una vez corregidos los efectos estacionales de la precipitación y ponderadas con las desviaciones típicas: uno de los gradientes se estableció con la máxima disminución lineal producida ($194\text{m}/^{\circ}\text{C}$), otro con la mínima ($146\text{m}/^{\circ}\text{C}$) y otra con la media ponderada por el número de estaciones en cada segmento altitudinal ($180\text{m}/^{\circ}\text{C}$). Se corrigió el gradiente mediante la estabilización en función de la cercanía y altitud de las tres estaciones más cercanas, para evitar las desviaciones producidas por microclimas. y se hizo una media para establecer "el verdadero gradiente térmico", la curva producida entre estaciones, que puede ser graficada para su mejor comprensión, como la visualización del gradiente térmico actual en función de la altitud. (Fig. 83). Esta media y el valor utilizado no es lineal, sino que el gradiente térmico varía con la altura según el tratamiento estadístico realizado para esta tesis (Fig. 82). La ponderación de estos tres métodos basados en el gradiente permitió encontrar la temperatura media anual estimada para aquellas estaciones que no disponían de datos de temperatura adecuados.

Coordenadas y Gradiente.xls - OpenOffice Calc

Archivo Editar Ver Insertar Formato Herramientas Datos Ventana Ayuda

Fig. 73: Tratamiento estadístico del Gradiente Térmico.

Gradiente Actual

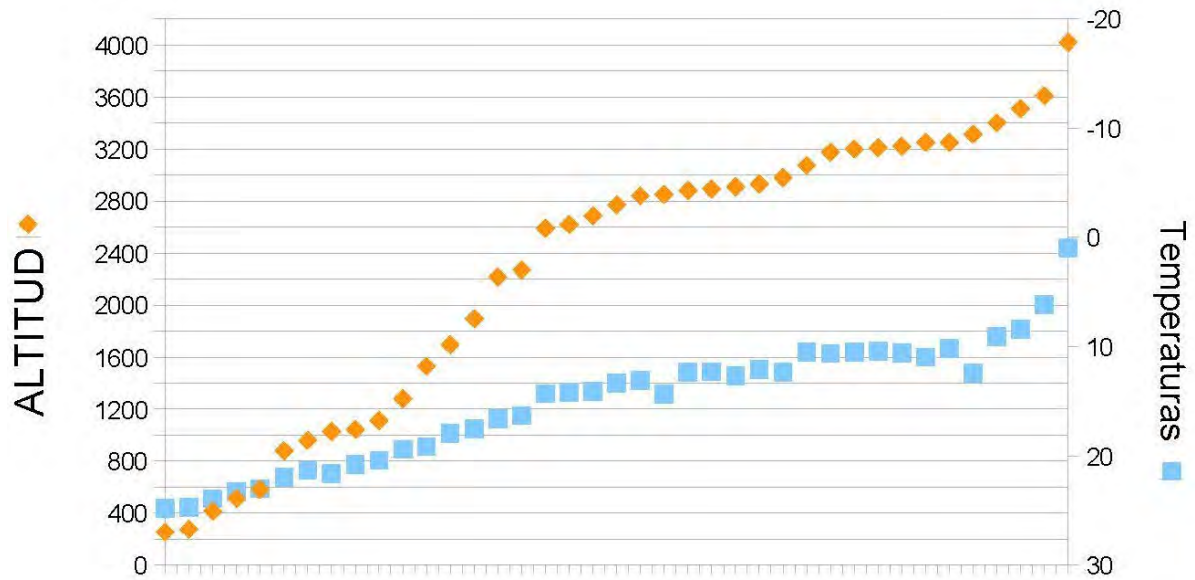


Fig. 74: Gradiente térmico actual. Los puntos naranjas indican las altitudes y los azules las temperaturas asociadas.

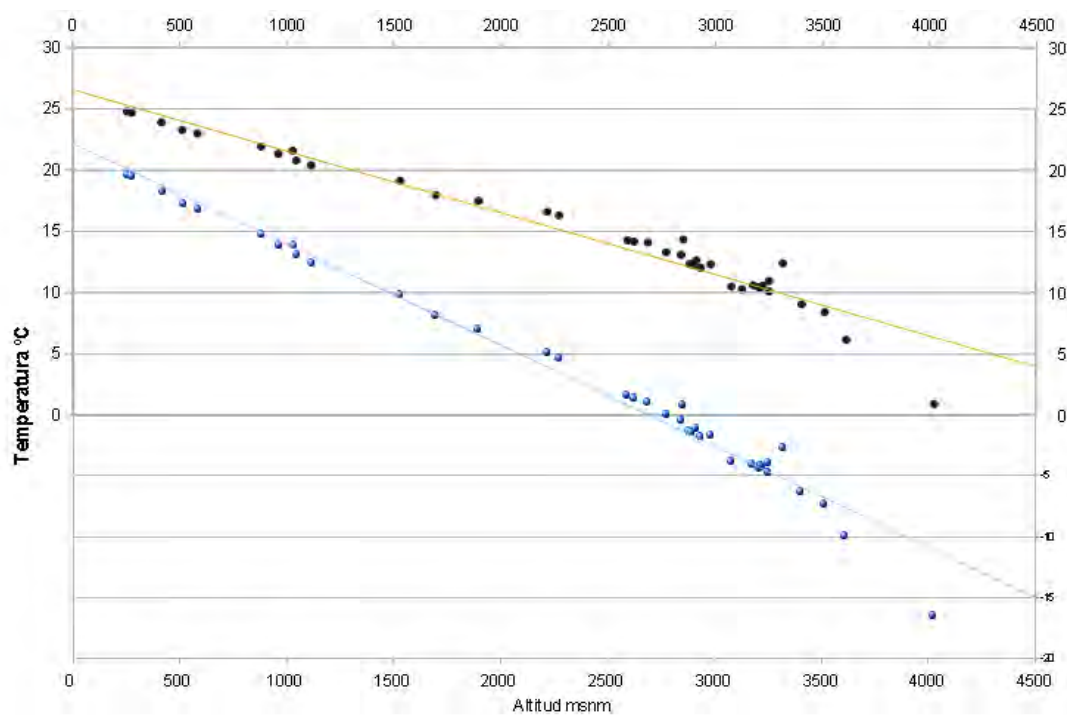


Fig. 75: Relación de los gradientes térmicos actuales y glaciales. Línea marrón, progresión lineal actual extrapolada; puntos negros, Temperaturas corregidas de las estaciones actuales; Línea azul: progresión lineal extrapolada para el UMG; puntos azules, extrapolación de las temperaturas UMG

Este proceso de cálculo de gradiente fue aplicado a las Temperaturas del UMG, donde se observa la progresión de las temperaturas, el acusado descenso que sufren a partir de cierta altitud y la mayor inclinación que sufre el gradiente (Fig. 83). Como la altitud y la corrección de las temperaturas según el gradiente ya incluían todo el trabajo de corrección altitudinal, en la interpolación cartográfica no se ha tomado en cuenta. En cualquier caso el área era muy extensa para hacerlo en un área tan extensa y con una red de estaciones no demasiado tupida.

IV-1-2-2- La representación gráfica: climodiagramas

Los climogramas y diagramas ombrotérmicos permiten el análisis climático. A partir de este, añadiendo una serie de índices caracterizadores, podemos realizar posteriormente el análisis bioclimático. La realización de climodiagramas completos necesita de la existencia de unas variables básicas a partir de las cuales se establecen los diversos índices. Estas variables son: Temperatura Media Mensual, Temperatura Media Anual, Precipitación acumulada mensual y anual, además de Temperatura máxima absoluta del mes más cálido, la temperatura media de las máximas del mes más cálido, la temperatura media de las mínimas del mes más frío y la temperatura mínima absoluta del mes más frío. La ausencia de alguna de ellas puede impedirnos la realización de algunos índices que suplimos con estaciones cercanas o haciendo aproximaciones. Además encontramos que las variaciones de temperatura a lo largo del día pueden modificar mucho las características climáticas.

Los Diagramas climáticos y Ombrotérmicos relacionan la temperatura con las precipitaciones en los diferentes periodos en que se distribuye el año. Existen muchas tipologías que son modificadas en función de las necesidades propias de cada estudio y sus deficiencias puntuales de datos. El Diagrama Ombrotérmico de Gaussen presenta el formato más simple. El Diagrama Ombrotérmico de Walter es una evolución del anterior, presentando tres ejes verticales, de ordenadas: dos ejes verticales para la precipitación y otro para las temperaturas y un eje de abscisas indicando los meses y las condiciones de helada segura o probable. Un mes es árido cuando $PP_{mm} < 2 \times TC^\circ$ y es próximo a la aridez cuando $PP_{mm} < 3 \times TC^\circ$, aún cuando $P_{pmm} < 2 \times TC^\circ$. Usamos una simplificación del Diagrama Ombrotérmico de Rivas-Martínez, que a su vez es una adaptación del anterior diagrama.

Walter y Leith elaboraron Climodiagramas de todo el mundo definiendo 10 tipos de ombroclimas mediante la combinación de 8 curvas termométricas y 3 curvas pluviométricas típicas, a partir de las cuales se pueden establecer comparativas con las clasificaciones más clásicas de la configuración climática (Köppen) y bioclimáticas (Rivas Martínez). Un solo vistazo permite reconocer las características clásicas de cada tipología, representadas por los siguientes esquemas (*extraídos de elaboración propia en 2005*) (Fig. 84 y 85) :

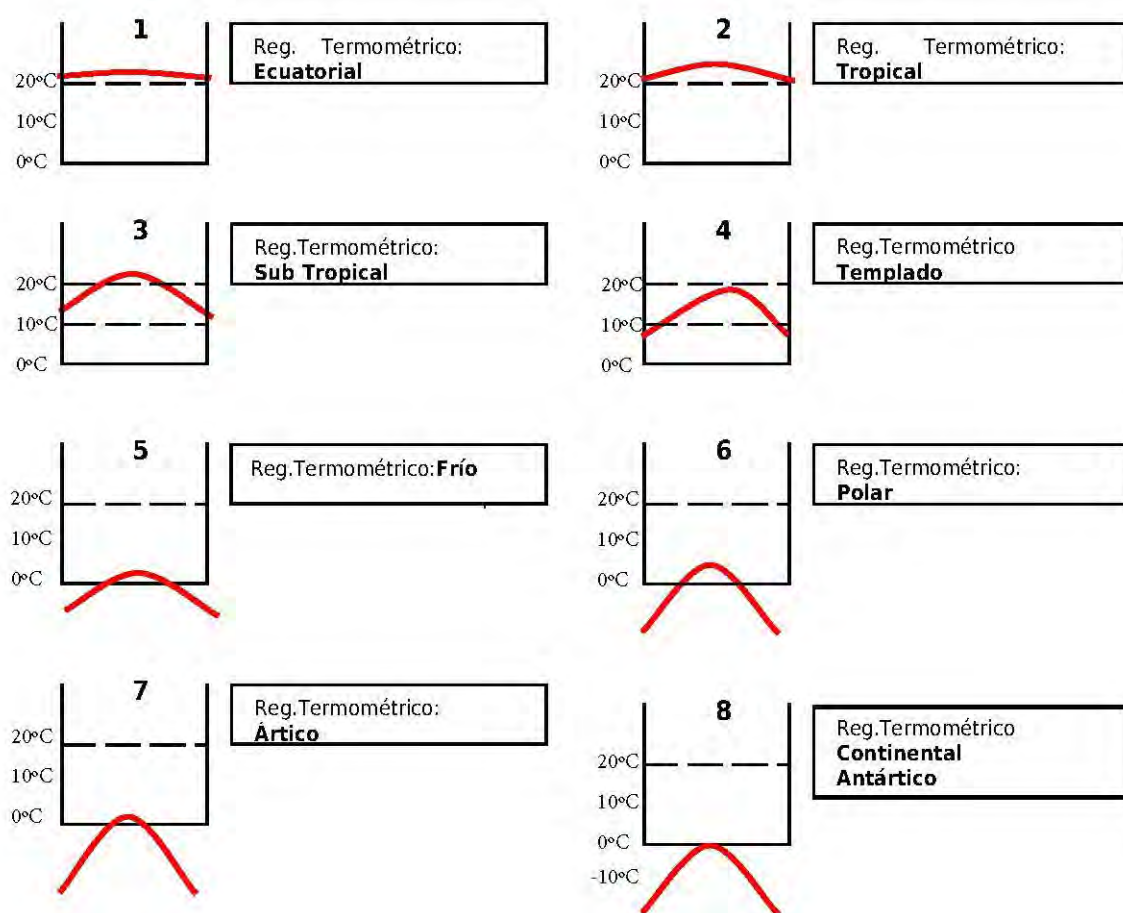


Fig. 76: Curvas térmicas

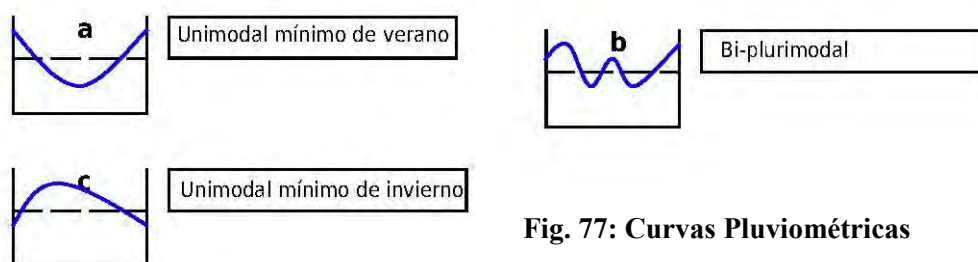


Fig. 77: Curvas Pluviométricas

Tipo I. Ecuatorial, siempre húmedo. Curva T 1 $T_m > 20^\circ\text{C}$ Curva PP Tipo a $PP > 1600$ mm.
Tipo II. Tropical, lluvias veraniegas. Curva T 2 $T_m > 20^\circ\text{C}$. Curva PP Tipo c $PP 1200-1300$ mm. Tipo III. Subtropical, calor seco. Curva T Tipo 2 ó 3 $T_m > 2^\circ\text{C}$. Curva PP Tipo a $PP < 100\text{mm}$. Tipo IV. Mediterráneo, lluvia invernal. Curva T Tipo 4 $T_m 14-15^\circ\text{C}$. Curva PP Tipo a $PP 500$ a 700 mm.

Tipo V. Templado siempre húmedo (Océánico) Curva T Tipo 4 $T_m 15^\circ\text{C}$ - Curva PP Tipo a ó c $PP > 1.000$ mm. Pluviosidad con mínimo estival, en algún caso con mínimo estival e invernal. Posibilidad de heladas invernales. No hay nunca aridez o subaridez.

Tipo VI. Húmedo con estación fría. Curva Tipo 5 ó 6 $T_m 8-10^\circ\text{C}$ - Curva PP Tipo c $P_m \sim 750\text{mm}$. Posibilidad de heladas invernales, no hay nunca Aridez o subaridez.

Tipo VII. Árido con estación fría. Curva T 4 ó 5 $T_m 12^\circ\text{C}$. Curva P Tipo a ó b $P_m \sim 350$ mm. Pluviosidad con uno o mas mínimos anuales, posibilidad de heladas invernales y aridez y subaridez.

Tipo VIII. Boreal. Curva T 6 ó 7 $T_m 5^\circ\text{C}$ - Curva PP Tipo c. $P_m \sim 450-550\text{mm}$. Pluviosidad mínima en verano. Fuertes heladas invernales.

Tipo IX. Ártico. Curva T Tipo 6 ó 7 $T_m - 5^\circ\text{C}$ Curva P Tipo b o c $P_m 100 - 200$ mm. Pluviosidad mínima en invierno y fuertes heladas invernales.

Tipo X. Climas de Montaña. Casos particularizados en función de su correspondiente situación, altitud y características locales.

IV-1-2-2-La representación espacial: cartografía y métodos de interpolación

Para la representación cartográfica de los matices climatológicos se utilizó una base de datos georreferenciada incluida en una serie de Proyectos de ArcGIS y QGIS, para su edición, análisis y procesamiento en un entorno de SIG. La interpolación climática se basa en los actuales métodos, que permiten el procesamiento de datos a través de los Sistemas de Información Geográfica, la modelización y la Infraestructura de datos espaciales (Dobesch, H. et al. 2007).

A través del Instituto de Ciencia, Investigación, Tecnología y Saberes de la Universidad

Nacional de Chimborazo se pudo acceder a los datos de carácter cartográfico (ficheros vectoriales en formato "shape" de las Bases Generales Nacionales) que en la actualidad proporcionan de forma abierta y gratuita los Ministerios del Ambiente y de Agricultura, así como fotografías aéreas y ortofotos del centro de Ecuador. La mayoría de los archivos vectoriales utilizados para la referencia espacial, así como los procesamientos del relieve o las unidades fisiográficas se encuentran en libre acceso en las múltiples plataformas que en los últimos años han aparecido en Internet. Todos los ministerios e incluso las prefecturas mantienen bases de datos abiertas al público que hace unos pocos años atrás eran difíciles de encontrar. Aún así, algunas capas se han encontrado editadas y ciertos fragmentos se han sabido modificados para que no pudieran realizarse estudios de detalle. Cuando eso ha ocurrido, se ha optado por capas con menor detalle y mayor accesibilidad pública.

La Georreferencia de las capas variaba entre WGS1984 UTM Zona 18S o WGS1984 UTM Zona 17S en función del proyecto debido a la amplitud del mismo. Se debe tener en cuenta que algunos ministerios y servicios utilizan proyecciones diferentes y en muchas ocasiones sistemas de coordenadas diferentes. Para la cartografía se utilizaron las herramientas de edición de mapas de ArcGIS, mediante la intercalación de capas tratadas, como el DEM, y sombreados productos de capas de curvas de nivel, o las modificaciones adecuadas a las capas finales de los procedimientos y procesamientos. Los Proyectos y las capas resultantes se agruparon en geodatabases, guardadas simultáneamente en un disco duro, un ordenador de sobremesa y redundantemente en línea en uno de los múltiples servicios de almacenamiento en la nube. Las capas fueron añadidas a la Geodatabase en ArcCatalog y posteriormente fueron creándose una gran variedad de capas en distintos proyectos usando ArcMap o el editor de QGIS. El principal proyecto tenía la configuración que puede verse en la Fig. 78.

Los Procedimientos SIG fueron reclasificaciones, procesamientos y análisis de las Bases Generales Nacionales, unidas a las propias creaciones de capas editadas desde cero. La base de datos georreferenciada del Clima Actual y Clima Último Máximo Glacial fue la más importante y llegó a convertirse en dos diferentes bases de datos, con 60 Atributos cada una. Estos atributos resultaban de complejos índices e interpolaciones, calculados en base a los datos climáticos, en cada caso. Se utilizaron editores de bases de datos Openoffice para los cálculos más complejos, como diversos índices. Una vez estabilizada la capa de atributos, era incluida en el procesamiento, análisis y cartografía. Los métodos de análisis espacial, edición

y procesamiento fueron los clásicos de un entorno ArcGIS con interpolaciones mediante kriging o IDW (Inverse Distance Weighting) o la creación de modelos digitales de elevación (DEM).

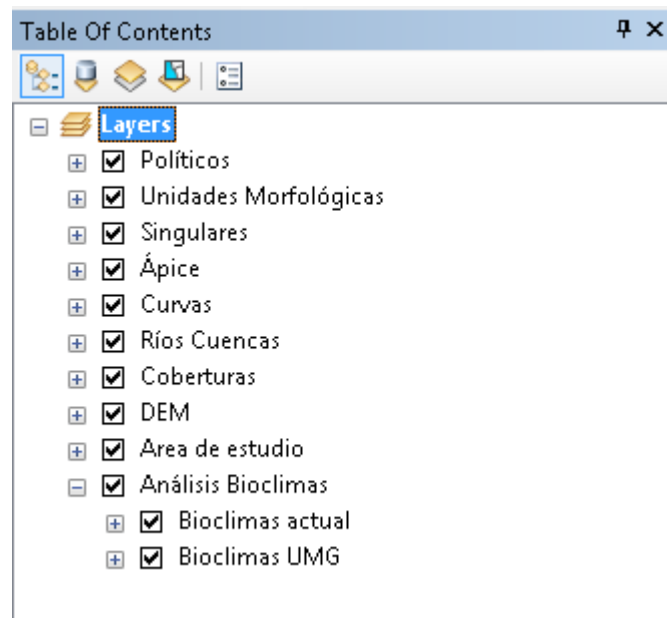


Fig. 78: Configuración del proyecto ArcGIS

IV-1-3- Resultados

A continuación se presentan los resultados del tratamiento estadístico simple, relacionado fundamentalmente con la determinación de los climas según su tipología, la distribución de las temperaturas y precipitaciones en ese contexto climatológico y la caracterización de los climas actuales en función del estudio realizado.

IV-1-3-1- Clasificación según Köppen

La clasificación climática según Köppen queda determinada según el análisis de los diagramas de la forma que explicaremos a continuación.

IV-1-3-1-A- Af Tropical Ecuatorial

El Clima Af según Köppen recoge los climas uniformes megatérmicos muy húmedos que se caracterizan por altas temperaturas medias aproximadas a 25°C y precipitaciones muy altas que rondan los 3.000mm/a (Fig. 79 y 80). A pesar de que la distribución de las lluvias se considera regular, en nuestro caso hay dos estaciones de lluvias marcadas relacionadas con el monzón y el regreso de la ZCIT. Todos los meses tienen una precipitación mayor de 60mm y no existe aridez ni recesos de ningún tipo en el ciclo vegetativo. La humedad relativa es muy elevada (>90%) con cielos nublados y neblinas recurrentes por la mañana que reinan en el centro oeste de la Llanura Amazónica. No es un clima monzónico *sensu stricto* pero las precipitaciones siguen un patrón que tiende a ello. Más al sureste el clima se tornará monzónico puro, con el mes más seco, por debajo de 60mm y menor de 100 -precipitación anual total en mm/25. El clima tropical puede no ser monzónico, pero las lluvias son incompatibles. Este autor sufrió 10 días consecutivos de lluvia continua en Puerto Francisco de Orellana durante diciembre de 2015. La lluvia cayendo todo el día y toda la noche, todo el tiempo, a todas horas, trastoca de forma importante las actividades humanas y genera contratiempos en la economía y la sociedad, pero aunado a una temperatura elevada produce la selva tropical más profunda e impenetrable del mundo.

En el escalón Andino compuesto por el levantamiento Napo, el depocentro del megacono del Pastaza y la cordillera del Cutucú tiene un clima Af ecuatorial no tan cálido. Las temperaturas se mantienen de forma aproximada entre los 19 y 22°C todo el año, sin apenas variación de la media y una oscilación diaria mucho menos acusada que en las alturas. El monzón y la convección se unen para producir una sombra de precipitación muy fuerte en esta rugosidad orográfica. La precipitación en esta franja es muy elevada, bastante mayor que en la llanura y fácilmente superan los 4.000mm al año. Unido a ello encontramos una asombrosa cantidad de rocío y lluvia horizontal producto del enfriamiento de una atmósfera colmada de humedad, que añade una cantidad nada desdeñable de agua al sistema. Puyo, Rio Verde, Sangay, Shell, o Macas son localizaciones representativas de este clima ecuatorial superhúmedo no tan cálido. Para Pourrot el clima tropical megatérmico muy húmedo se corresponde con esta franja altitudinal: la transición entre los climas ecuatoriales andinos y la Amazonía propiamente dicha (Pourrut, P. 1983).

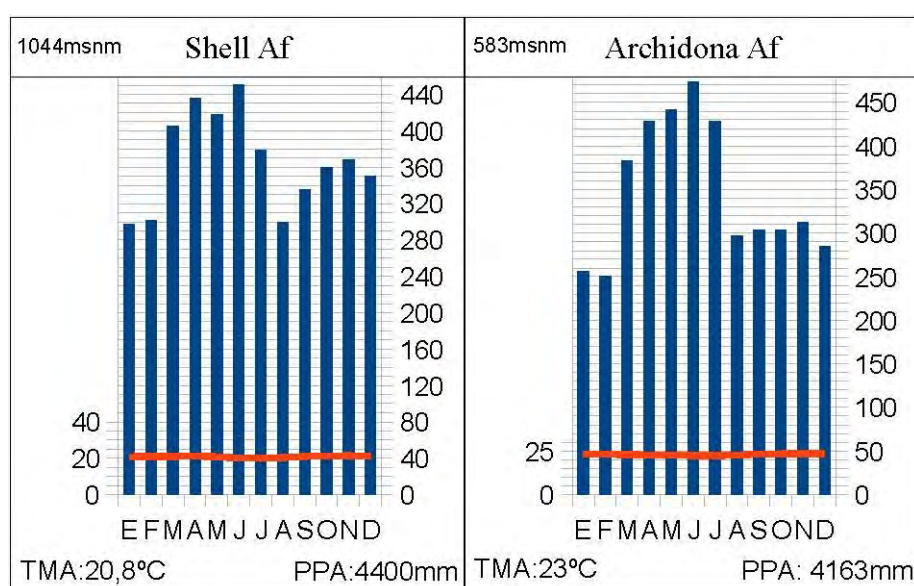


Fig. 79: Diagramas Af (1)

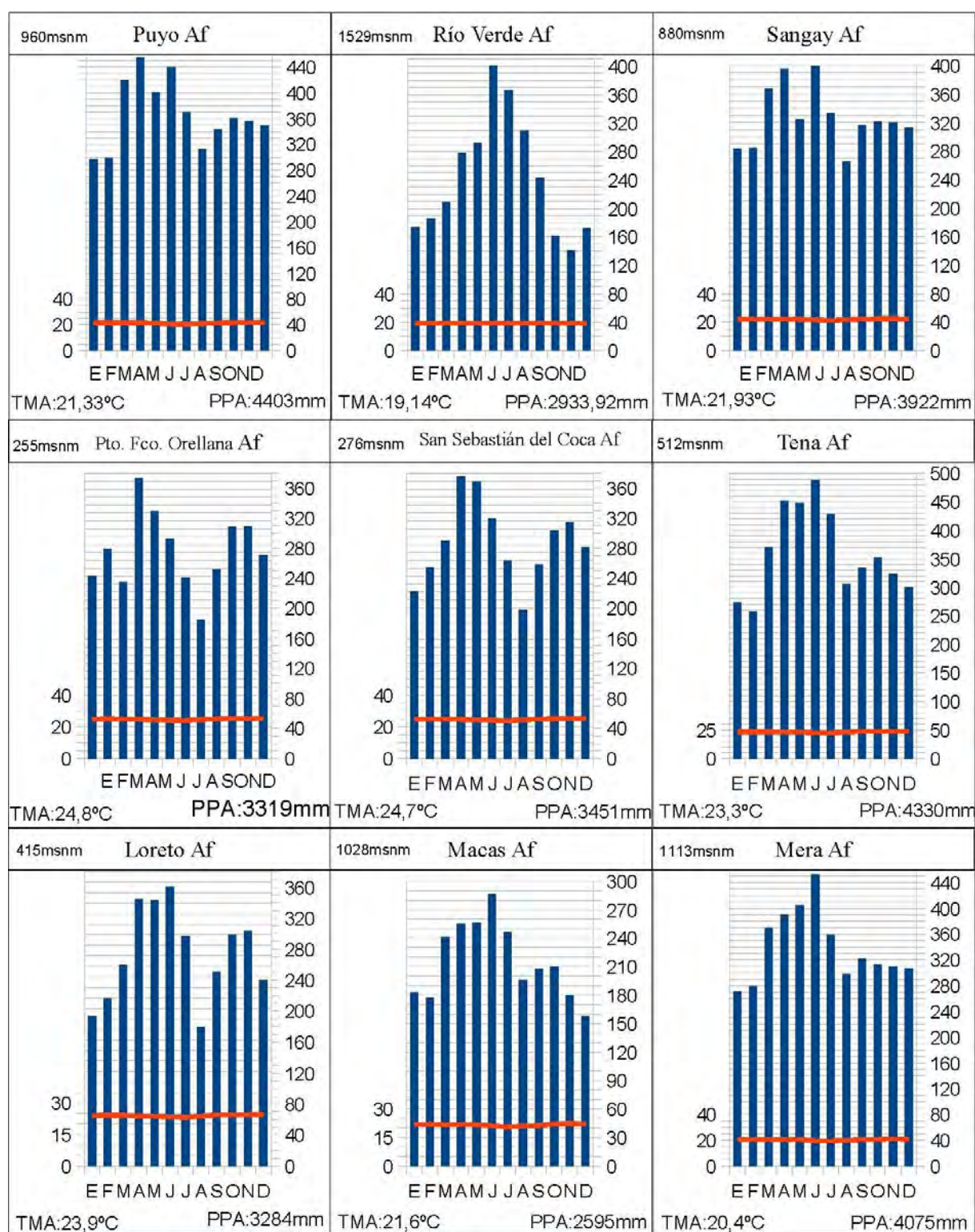


Fig. 80: Diagramas Af (2)

IV-1-3-1-B- Cfb Templado-Oceánico o de Media Montaña Ecuatorial

El clima Cfb corresponde según Köppen a los climas Oceánicos templados en los que la temperatura media del mes más frío supera los 0 °C, todos los meses por debajo de 22 °C y más de tres meses con más de 10°C de media (Fig. 81, 82 y 83). Algunos pueden considerarse con influencia monzónica, aunque la caracterización de año a año puede variar mucho: un clima Cwb es subtropical montañoso/oceánico templado influido por los monzones. Se considera como tal el que siendo igual que el anterior en cuanto a las temperaturas tiene diez veces más lluvia en el mes más húmedo del verano que en el más seco del invierno, o tiene el 70% o más de la precipitación anual en los seis meses más cálidos. Aunque es posible encontrar el 70% de la precipitación en estos seis meses, la consideración de estos como los más cálidos es cuestionable. Se puede considerar que en la corología climática de Köppen no se puede adscribir al 100% el clima ecuatorial mesotérmico Andino a ninguna sigla concreta. Por ello asignamos Cfb a todos, aún admitiendo la aridez medida hasta en tres meses, en evidencia de la influencia monzónica. Cuanto más nos alejamos de la Amazonía, menor es la influencia bimodal del paso de la ZCIT. Algunas estaciones quedan encajadas en los valles orientados al Este o tienen una gran influencia del monzón: Alao, Baños, Baeza, Agoyán o Guambaló. El resto de la llanura interandina corresponde a un régimen bimodal de aridez muy moderada entre julio y octubre, con temperaturas sin apenas oscilación anual. La oscilación térmica diaria es mucho mayor, pero no supera los 10-15°C. Para Pourrut se trata de un clima ecuatorial mesotérmico semi húmedo, el más frecuente en la zona interandina. Las precipitación anual se distribuyen en dos estaciones lluviosas que fluctúan entre 500 y 2.000mm (Pourrut, P. 1983). Algunas regiones pueden considerarse demasiado frías al encontrarse entre los 10 y los 12°C, pero raramente por debajo de los 0°C. En las hoyas andinas mejor abrigadas se puede producir el clima ecuatorial mesotérmico seco, pero la aridez no está muy marcada. La vegetación arbustiva y arbórea en esta región ha sido sustituida por cultivos y pastizales y es la más antropizada. Incluso las laderas más pronunciadas han mantenido suelos con alto contenido de nutrientes y son cultivadas. Sin embargo hay otras zonas en silvicultura y agroforestería de pino y eucalipto. La eliminación de la cubierta arbórea arbustiva y su sustitución por especies agrícolas ha tenido gran importancia en la biología y geomorfología regional.

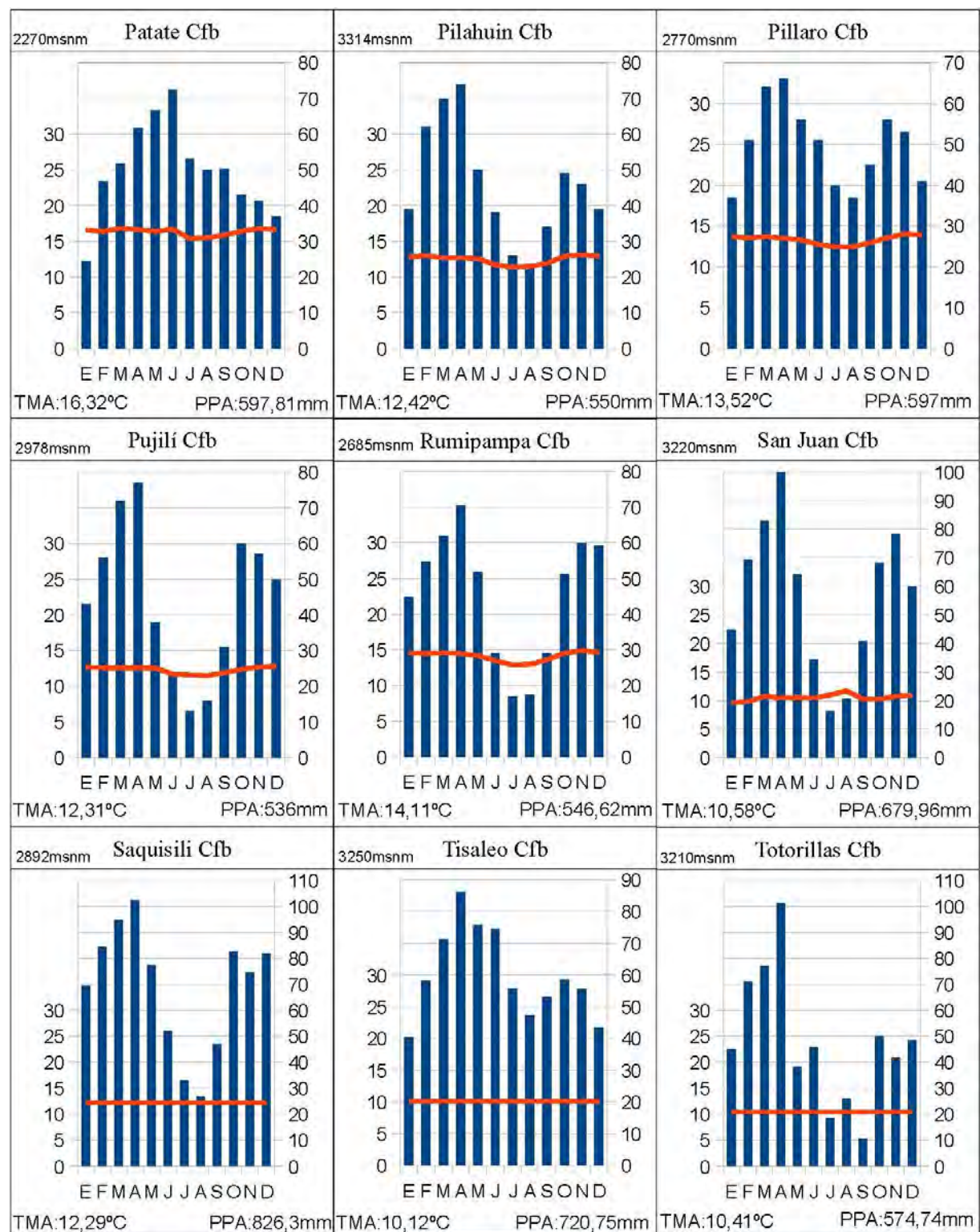


Fig. 81: Diagramas Cfb (1)

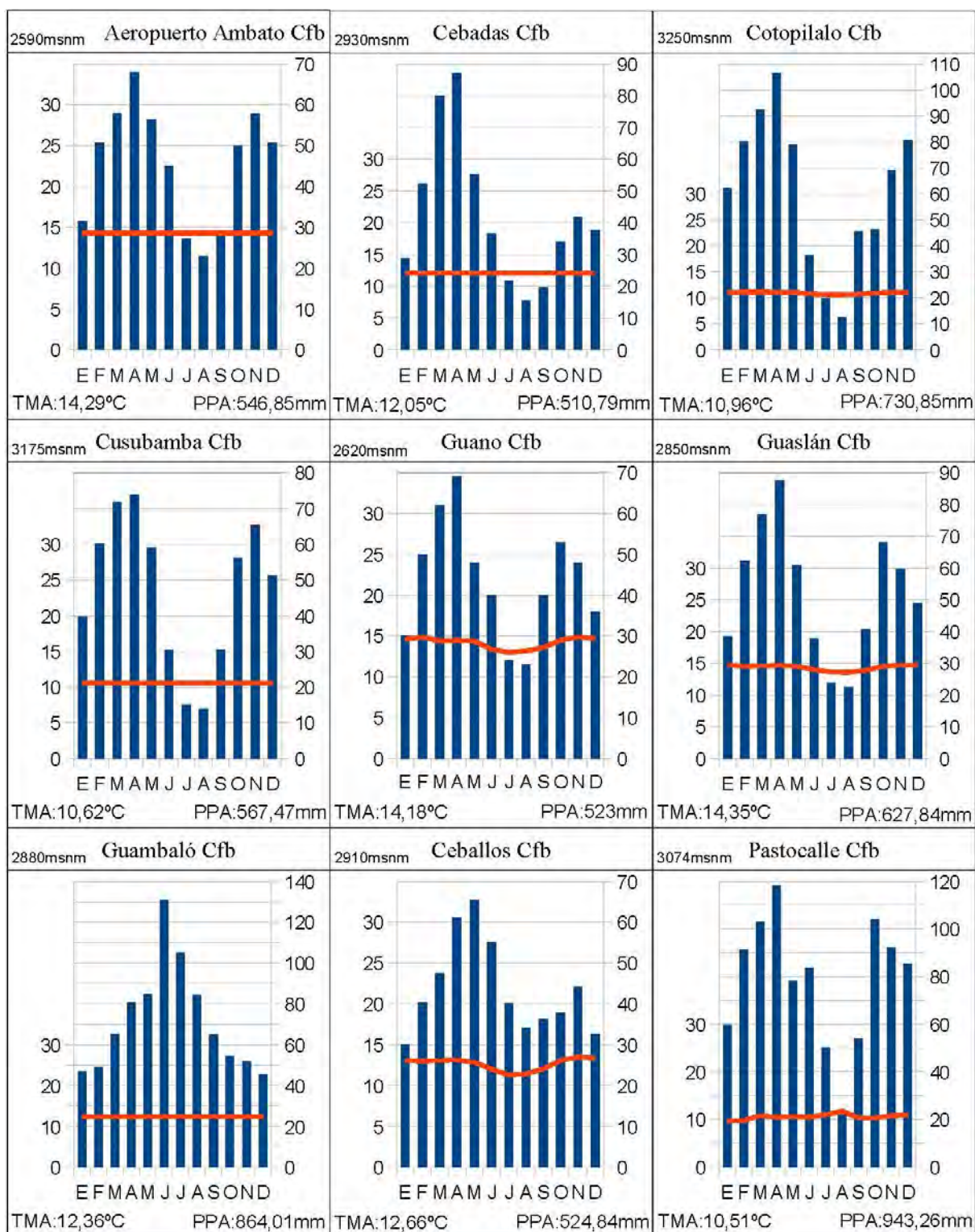


Fig. 82: Diagramas Cfb (2)

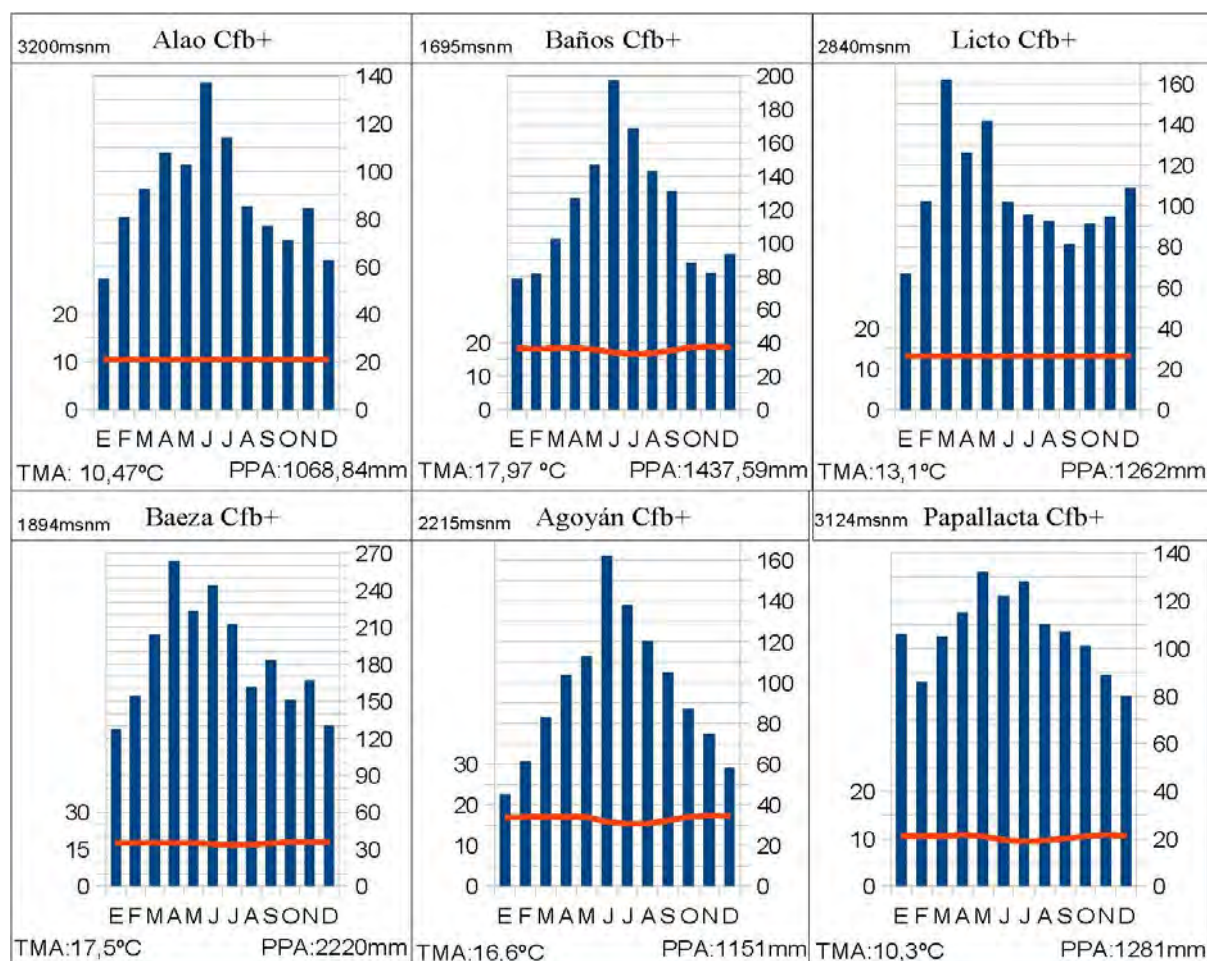


Fig. 83: Diagramas Cfb (3)

IV-1-3-1-C- ET, Tundra o de Páramo

El Clima ET entre los 3,000 y los 4,250-4600 es bimodal o unimodal. Se trata del Clima ecuatorial frío de alta montaña, relativo a la “tundra” conocida como Páramo (Fig. 84). Las temperaturas máximas no superan los 20°C y las mínimas alcanzan generalmente valores bajo 0°C, todo a lo largo 24 horas. La precipitación anual oscila entre 800 y 2.000mm dependiendo de la altura y la orientación. La lluvia es de larga duración y baja intensidad, con una humedad relativa muy alta (>80%). El matorral es la vegetación más típica de los pisos bajos, que es sustituida por la vegetación herbácea saturada de agua llamada páramo (Pourrut, P. 1983). Los datos de precipitación en el Páramo Andino son escasos y el monitoreo es aún

menor en la alta altitud de las montañas ecuatoriales; además esta precipitación ha sido poco estudiada. En las estaciones de este clima se observa la bimodalidad que acompaña al paso de la ZCIT de Norte a Sur y de Sur a norte a lo largo del año. El máximo principal es marzo-abril y el secundario en octubre-diciembre. Cuanto más al interior la precipitación de este máximo secundario queda más difuminada. El páramo es la fuente de la mayoría del suministro hídrico para varios millones de personas. En Ecuador la región de páramo húmedo tiene la mayor extensión de Suramérica. La precipitación media varía mucho pero siempre es superior a 700mm/a. La lluvia es de muy baja intensidad, con viento suave pero sostenido y altísima radiación cuando no existe nubosidad. La lluvia es prácticamente diaria, continuamente intermitente pero menos de 2mm/hora en el 90% de los intervalos de lluvia. La lluvia horizontal y la llovizna reportan más de 1mm diario, lo que puede suponer un 30% adicional a la precipitación anual.

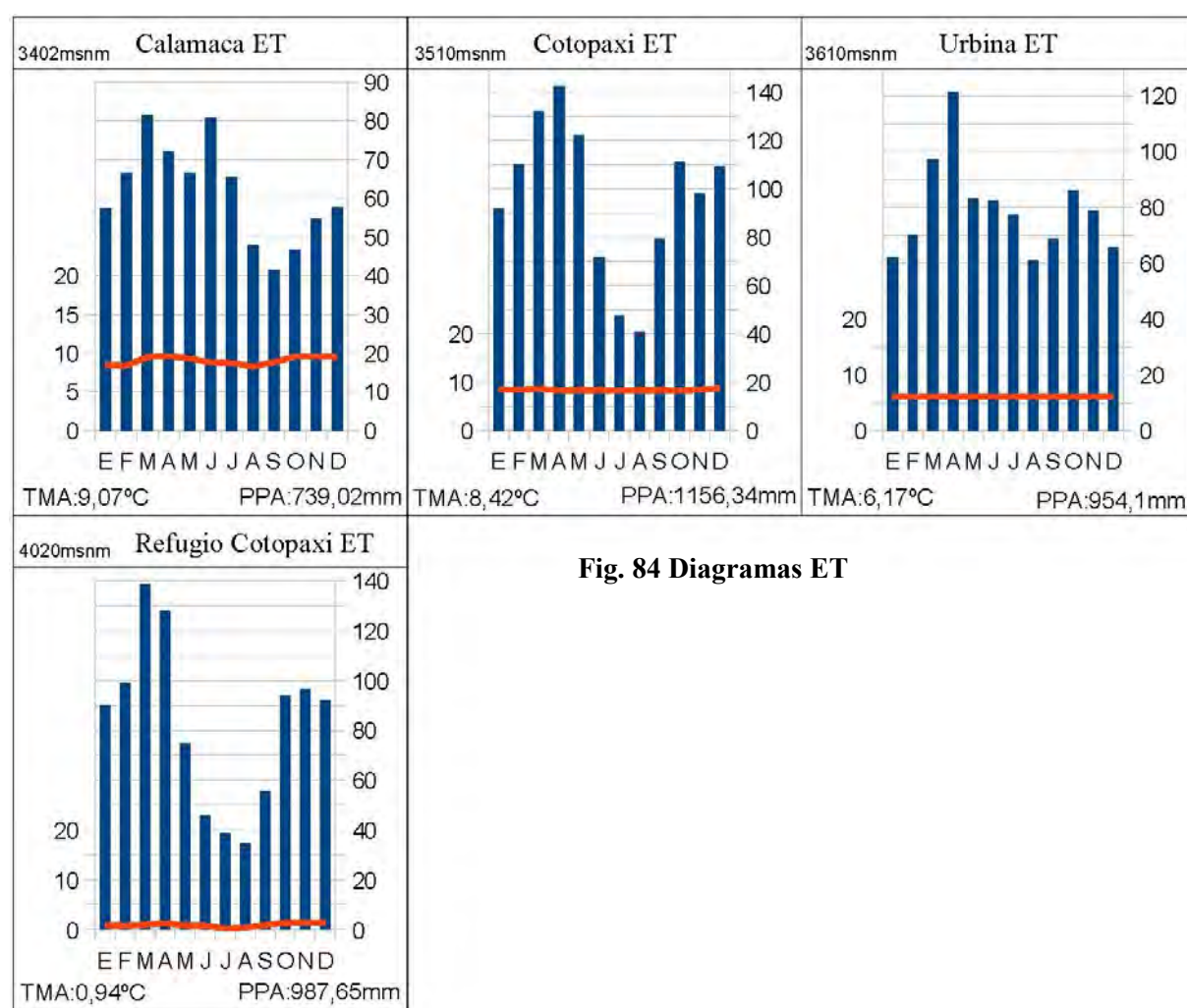


Fig. 84 Diagramas ET

La ocurrencia de esta lluvia horizontal y su contribución a la precipitación es mayor en los meses con menor humedad (junio a septiembre, un 33% adicional). En los meses de mayor precipitación total contribuye menos a la precipitación total pero es aproximadamente un 20% (Padrón, R. S. et al. 2015).

El clima del ET incluye tres variantes principales. En primer lugar, el clima del “bosque de papel” de queñual y polylepis supone la vegetación potencial de un clima aún bajo y en contacto con el bosque nublado, con precipitaciones elevadas, mucha importancia del rocío y la lluvia horizontal. En la actualidad esta franja climática se encuentra muy degradada. En segundo lugar, el páramo propiamente dicho, con suelos muy humectados y esponjosos, histosoles que pueden superar los 15 metros de profundidad. Las regiones más altas, como en el caso del Refugio del Cotopaxi se encuentran con el paso diario de las temperaturas por los 0°C, y la congelación de los suelos se produce todas las noches.

Aunque la media de temperatura sea menor de 0°C, eso no tiene porqué indicar la presencia de nieves o hielo de forma continuada, ya que a mediodía la temperatura del páramo puede ascender a más de 20 °C, quedar por debajo de 0°C durante todas las horas nocturnas y no permitir la acumulación de nieve o hielo. Por regla general esto ocurre a partir de los 4.200msnm, que es el punto actual de la isoterma de 0°C. Sin embargo las nieves perpetuas se establecen aproximadamente desde los 4600msnm.

IV-1-3-1-D- EH, Glacial

El Clima EH de Köppen se relaciona con los climas de montaña, considerado EF (Polar o Glacial) donde la temperatura media no supera los 0° en ningún mes. La ausencia práctica de estacionalidad y oscilación de las temperaturas medias coloca la isoterma de 0°C a la misma altura durante todo el año. Seltzer determinó que para los Andes tropicales se encontraba a 4.800msnm (Seltzer, G.O. 2007). Durante este estudio la isoterma de 0°C se encontró en las cercanías de los 4.250msnm. La oscilación térmica diaria en la Alta montaña Ecuatorial más allá de los 4.200msnm puede superar los 20°C, y la diferencia entre las zonas expuestas al Sol y las umbrías es muy elevada. En cualquier caso, las temperaturas están siempre más cercanas a su límite inferior durante la mayor parte del día, y lo que es más importante, de la noche.

Sólo durante un breve período (hasta dos o tres horas) puede alcanzar valores elevados; y eso si la niebla y la nubosidad no tapan la luz, lo que suele ocurrir con mucha frecuencia. Las nieblas y la humedad se reducen con la altitud, pero la ausencia de masa térmica suficiente ampara la tendencia al enfriamiento. Como la precipitación real, más allá de la transportada por el omnipresente rocío, se produce durante la noche o al amanecer y al atardecer, es común que sea en forma de nieve. A partir de la cota de nieve, que suele situarse alrededor de los 4.600msnm las temperaturas decaen aún más por la ausencia de masa atmosférica, los vientos, la aridez y un albedo que refleja la radiación.

IV-1-3-2- Las características y distribución de las precipitaciones

Las primeras aproximaciones cartográficas a las capas mediante interpolaciones de precipitación y temperatura ya expresaban espacialmente la tónica general que tendría el proyecto. Las precipitaciones tenían a primer vistazo una configuración muy específica (Fig. 85).

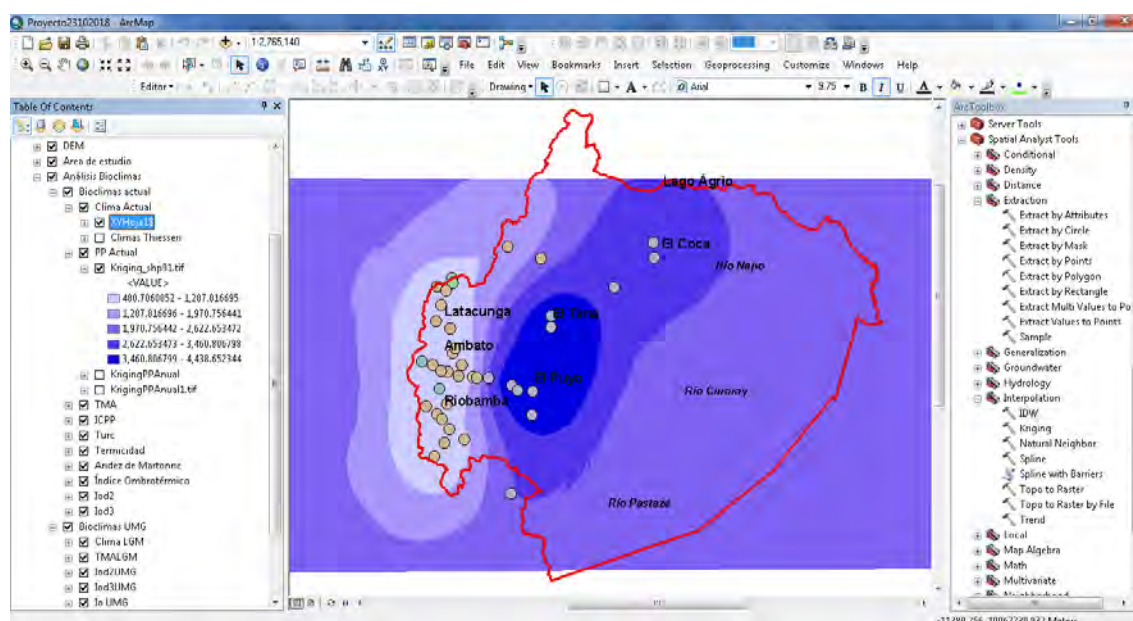


Fig. 85: Aproximación cartográfica a las PP

Precipitaciones Actuales

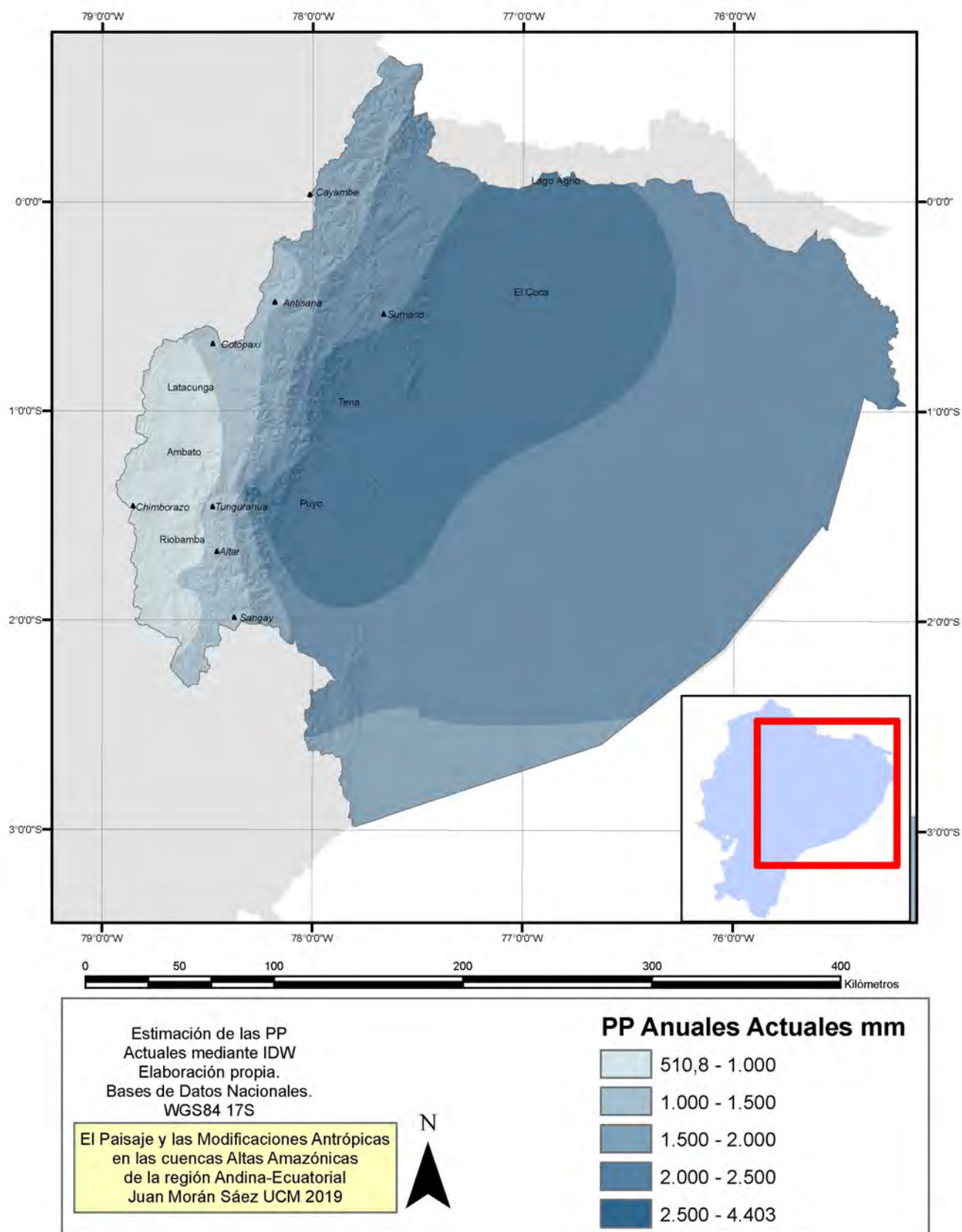


Fig. 86: Precipitaciones anuales actuales

Como se podía prever al realizar un análisis preliminar a las capas procedentes de los atributos mostrados por las bases de las estaciones, las precipitaciones quedaban atrapadas en el área entre El Tena y la zona próxima al Upano, mientras que disminuían drásticamente en los Andes. Un procesamiento básico en *kriging* con una definición de 100 metros por píxel (mxp) del Atributo Precipitación Media Anual sobre el área de estudio ofrece la posibilidad de un análisis básico, que resulta mucho mas detallado si se observa mes a mes.

Tal y como la bibliografía había sugerido, las precipitaciones actuales del área de estudio se concentran de forma predominante en la región del depocentro sedimentario establecido entre el Levantamiento Napo y la Cordillera del Cutucú (Fig. 86 y 87). La distribución puede comprenderse una vez se entiende el camino estacional de la ZCIT y su ascenso altitudinal y latitudinal que configura la dirección de los vientos atlánticos y amazónicos y el papel de las precipitaciones orográficas, así como el encajonamiento de los vientos en su viaje hacia el Oeste. En la zona más próxima a la subsidencia del la Cuenca de Antepaís es donde está establecida la superficie Mera-Upano y el frente de erosión, especialmente entre El Tena y El Puyo y las estribaciones del Levantamiento Napo, donde pueden llegar a superar los 4.400mm/año. Las precipitaciones disminuyen hacia el Sur y el Oeste, a medida que los frentes de la ZCIT no llegan tan al Sur con la suficiente humedad y ascienden por los Andes. Hacia el Sur, recorriendo el Megacono del Pastaza las precipitaciones disminuyen, pero se mantienen en los 2000mm/año. En el Altiplano y las Hoyas Interandinas las lluvias reducen muy rápidamente su precipitación desde Río Verde hasta las cercanías del Puente de las Juntas, a partir de donde se puede considerar que las precipitaciones se encuentran entre los 500 y los 1000mm/año. Esta es una cantidad mucho más moderada que la de la de la Cuenca Amazónica. Los vientos predominantes del Este proporcionan la mayoría de las lluvias que llegan hasta el interior, y son las vertientes Orientales las que mantienen una mayor cantidad de precipitación en comparación con las Occidentales.

Detalle Precipitaciones Anuales Actuales

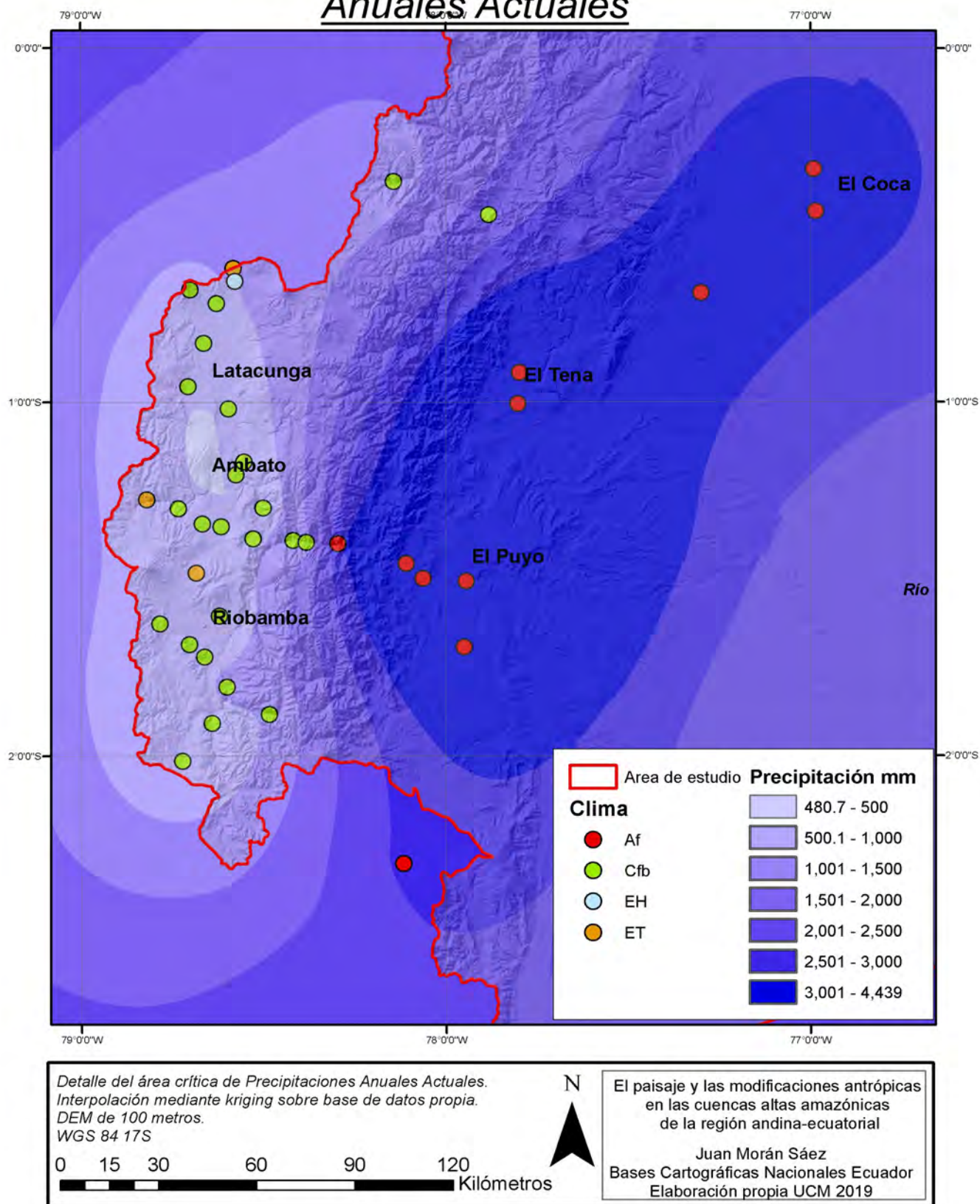


Fig. 87: Detalle de Precipitaciones Anuales

La evidencia de este brusco cambio de las precipitaciones en tan corto espacio (apenas 50Km para una variación de casi 4000mm/año) es una premonición de la variedad climática y bioclimática. Aunadas a la variedad orográfica se generan súbitos cambios paisajísticos. La abundancia de precipitaciones sobre el frente de erosión y sobre el ápice del Megacono del Pastaza y su cañón sugieren una probable incidencia de mayor erosión de las laderas orientales. Asimismo, la precipitación moderada sobre los sedimentos volcánicos de la Avenida Interandina vaticina una edafogénesis adecuada para el cultivo en un clima moderado.

Se realizó la interpolación kriging y IDW para el conjunto de datos de precipitación de las estaciones, buscando la mejor representación cartográfica para la visualización de su desarrollo mensual (Fig. 88). La distribución mensual de las precipitaciones demuestra un desarrollo bianual. Entre diciembre y febrero las precipitaciones son moderadas en el Altiplano y abundantes en la llanura. Sin embargo las precipitaciones aumentan muchísimo sobre las estribaciones orientales de los Andes y la Superficie Mera entre marzo y junio. Las precipitaciones apenas se moderan para volver a aumentar entre agosto y noviembre. El pequeño parón en las precipitaciones se produce al apartarse el foco de la ZCIT en julio de las laderas más orientales. En ese momento es factible sin embargo que las precipitaciones en el llano superen diez veces las del Altiplano. La precipitación en el Altiplano es relativamente baja, y a partir de los 3000msnm es común encontrar meses con menos de 10mm. El efecto estacional a esa altitud es tanto mayor como flojos, fuertes, tempranos o tardíos sean los pasos de los frentes ecuatoriales empujados por la ZCIT.

Según la distribución de las precipitaciones y la orografía subyacente, los Andes se comportan como un auténtico muro para la precipitación, y son pocos los vientos pacíficos que alcanzan los valles interandinos. Esto sugiere cierta estacionalidad en las precipitaciones y puede ser comprobado mediante la observación de frentes que se suceden ascendiendo la Cordillera Oriental y los elementos estructurales adyacentes. Incluso los penachos de nubes de los volcanes pueden usarse para observar la predominancia o no de estos vientos.

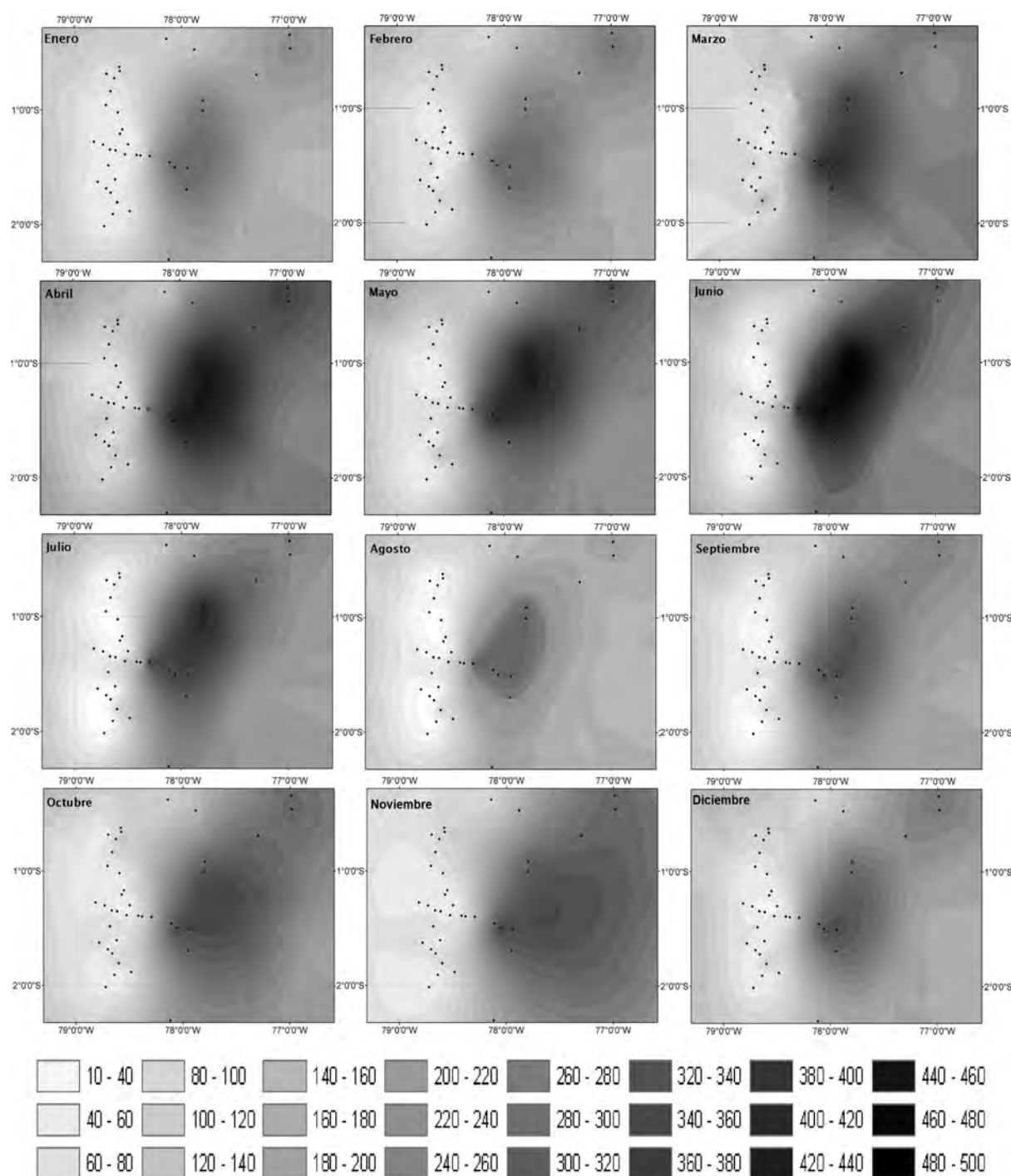


Fig. 88: Desarrollo mensual de las precipitaciones. Como puede verse, existe un patrón temporal y espacial en cómo se desarrollan las precipitaciones a lo largo del año. Temporalmente, el impulso de los frentes intertropicales impulsados por la Zona de Convergencia Intertropical se desarrollan entre marzo y junio y otra vez de forma secundaria en octubre y noviembre, de acuerdo al movimiento estacional de los frentes. Espacialmente, los Andes se interponen en este tránsito, produciendo una enorme sombra de precipitación que mantiene la humedad relativamente alejada del Altiplano.



Fig. 89: Incisión del Pastaza y Tungurahua. La Incisión del Pastaza (2) y el Puente de las Juntas (3) con el Tungurahua en erupción (1), que permite ver en esta fotografía satelital de 1970 (Google Earth Pro) cómo los penachos volcánicos del Tungurahua son empujados hacia el Oeste-Suroeste. La visión habitual de este volcán hasta 2016 era la de un penacho de humo y cenizas que mantenían este rumbo durante 10-12 meses al año. La parada que se producía en este empuje señalaba que eran muy pocos los vientos occidentales que aprovechaban de la salida del cañón del Pastaza del foco de frentes provocado por la ZCIT.

IV-1-3-3- Las características y distribución de las temperaturas

La variación espacial de las temperaturas (Fig. 90) se tomó en cuenta en base al estudio de los atributos que en la tabla de Climas Actuales representaba en la base de datos a las temperaturas. Se realizaron múltiples interpolaciones tipo *Spline*, *IDW* y *Kriging* en el entorno ArcGIS del Proyecto SIG, hasta establecer las más adecuadas para el estudio y la representación cartográfica.

Las temperaturas medias anuales demostraron ser extremadamente estables. En su variación anual la oscilación máxima de las temperaturas medias no superaban los 2°C en casi ningún lugar. Las variaciones absolutas, sin embargo, incluso limitadas a lo largo de un día, pueden ser bastante acusadas y trasladar la isoterma de 0°C bastante por debajo de los 4500msnm.

Temperaturas Medias Anuales Actuales

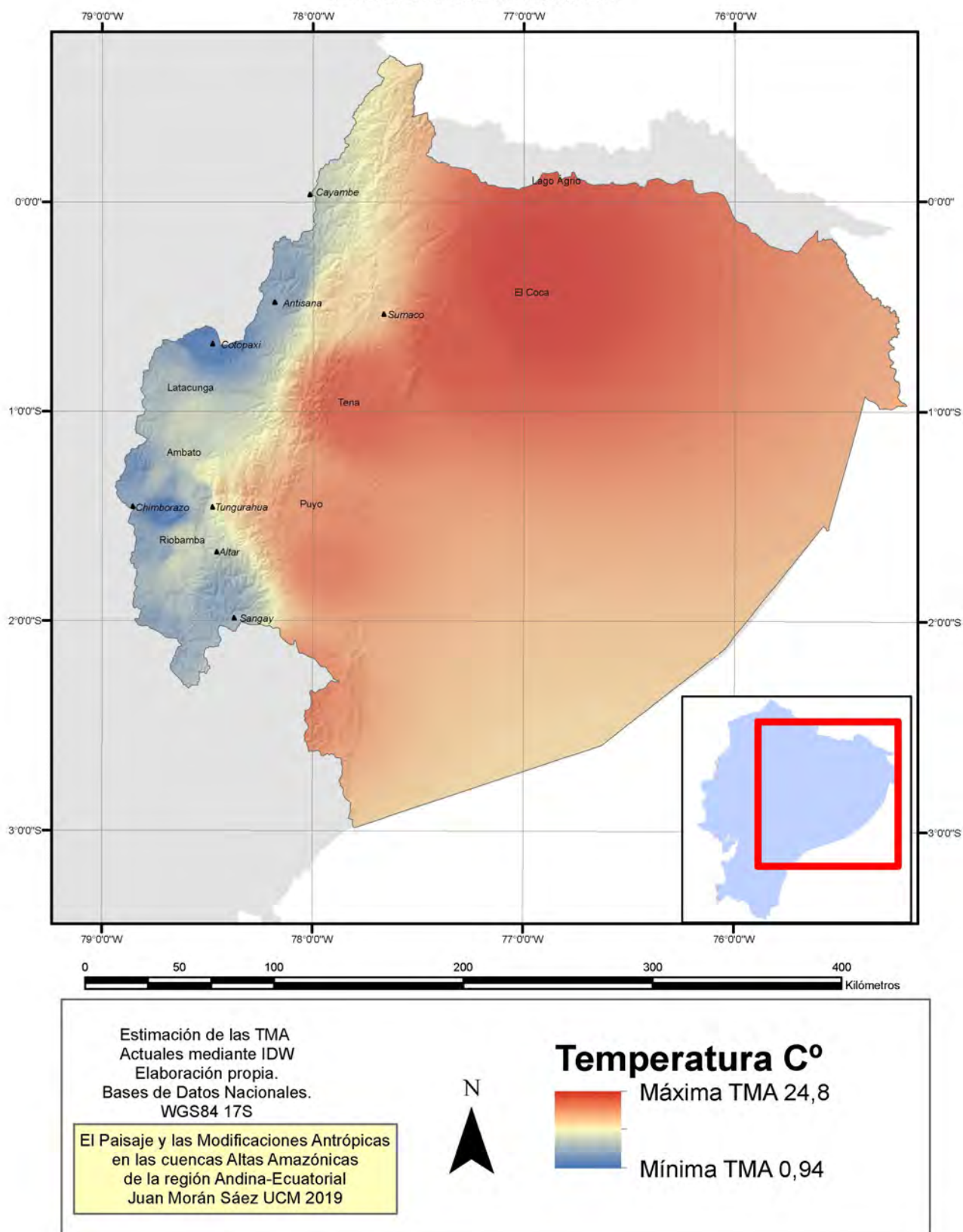


Fig. 90: Distribución de las temperaturas

Las temperaturas tienen una gran bimodalidad entre los Andes y Amazonía. En la Llanura Amazónica no es extraña una Temperatura Media Anual de 24°C. La isoterma de 0°C se sitúa a partir de los 4200msnm. La isoterma de los 10°C se sitúa entre los 3500msnm y los 3700, dependiendo de la orientación de la ladera. La isoterma de 15°C se mantiene en los 3000msnm y se presenta sobre una franja de terreno llana y de temperaturas suaves que pronostica calidad agraria, en especial con los suelos volcánicos. Las heladas en el Páramo por encima de los 3000msnm no son extrañas. Además de registrarse una mayor temperatura en la llanura, estacionalmente puede ascender por los valles un aumento en la misma al introducirse por los mismos el aire caliente y humectado de la Amazonía. Esto es especialmente cierto en el cañón del Pastaza, donde las isotermas se amontonan en la franja de los 16 y los 18°C, o en el Levantamiento Napo. A partir de los 18°C la temperatura aumenta con bastante rapidez y uniformidad conforme se desciende hacia el Oriente, manteniendo con facilidad los 24°C.

IV-1-3-4- Regionalización y tipología de climas actuales

Para la determinación de los climas se utilizó la variable “Clima”, que habíamos calculado en nuestra base de datos, y que indicaba para cada estación el Clima actual según Köppen. Esta variable fue estimada para las áreas aledañas mediante la poligonación *Thiessen* y modulada por las variables de precipitación, temperatura y relación ombrotérmica, las cuales se tomaron de la matriz de datos climáticos y fueron procesadas mediante IDW y *kriging*. También se tuvieron en cuenta las altitudes isotermas de 0°, 10°, 15° y 18°C, la relación de precipitaciones con el espacio y la altitud o la estacionalidad de las precipitaciones y temperaturas y se creó un mapa altitudinal de climas (Fig. 94).

Como ejemplo del análisis mostramos los mapas de Climas y diferencial de temperaturas (Fig. 91), Climas y diferencial de precipitaciones (Fig. 92) y el Índice Ombrotérmico (Fig.93). Mediante estos y otros mapas se infirieron y clasificaron los climas Tipo que se describen a continuación, convirtiendo los datos en las variables climáticas que de forma tradicional han

servido para definir los climas:

Clima de Alta Montaña Ecuatorial

 Páramo-Tundra

 Superpáramo

 Glacial

Clima de Montaña Ecuatorial

 Valles Interandinos

 Llanura Interandina

Clima en el Escalón Andino

 Ecuatorial fresco y Húmedo

 Clima transicional bimodal y unimodal

Ecuatorial de Llanura Amazónica

IV-1-3-4-A- Clima de Alta Montaña Ecuatorial

La Alta Montaña Ecuatorial mantiene a partir de los 3000-3200 metros un clima con características propias de las áreas de montaña. La Temperatura Media Anual no supera los 15°C, y la variación térmica es lo suficientemente acusada como para producirse heladas, hielo e incluso precipitación en forma de nieve. A partir de los 4500 metros el clima se convierte en periglacial y glacial, con el punto de congelación pudiéndose establecer durante largas temporadas. Las precipitaciones no son muy elevadas, pero rondan los 500mm a 4000msnm y unos 800mm a 3200msnm. Puede producirse aridez en las zonas más altas o en las laderas a sotavento, y existe carácter bimodal en las precipitaciones, en función de la altitud y la exposición a los vientos del Oeste. Los inviernos se nombran en función de la cantidad de lluvias que caen, siendo el verano la época del año con menos lluvias, generalmente julio y agosto. En esta región se evidencia mucho más la llegada y partida dos veces al año de la ZCIT, ya que las precipitaciones pueden ser muy bajas si esta banda ciclónica no llega lo suficientemente al Este a través de los valles Orientales. Sin embargo, el ambiente es en general húmedo y fresco, o de frío a muy frío. Coincide con los límites establecidos por Köppen para los climas ET y EH.

IV-1-3-4-B- Clima de Montaña Ecuatorial

El Clima de Montaña Ecuatorial puede definirse en el margen de temperaturas que va desde los 12-15°C hasta los 18°C. Corresponde al área interior en la cuenca alta del Pastaza, el Chambo y el Patate y las áreas agrícolas, industriales y urbanas del interior, en su vertiente más seca y bimodal; y una segunda modalidad en las estribaciones Occidentales del Levantamiento Napo. En cualquier caso, entre los 3200-3000 y los 1700msnm y en particular los valles Interandinos la Oscilación térmica diaria es más reducida y la anual es plenamente ecuatorial, con lo que son raras las heladas. Las precipitaciones siguen siendo bimodales y modales, en función de su exposición a la Amazonía. Es frecuente la aridez uno o dos meses, coincidentes con la retirada de la ZCIT del foco del Pastaza. Normalmente la temperatura asciende con rapidez cuando bajamos por las empinadas laderas Andinas, pero en el Levantamiento Napo las condiciones se mantienen húmedas y frescas. Las precipitaciones oscilan entre los 1000 y los 2500mm, con bimodalidad hacia el Sur y una marcada estación de lluvias en los valles y cañones, como es el caso de la incisión del Pastaza. Existe Aridez en parte del territorio más internado hacia la cordillera, en muchas zonas de hasta dos meses. Corresponde al clima Cfb delimitado por Köppen, en versión de valles y llanuras interandinas.

IV-1-3-4-C- Clima en el escalón andino

Existe un clima delimitado en las laderas Orientales Andinas y Periandinas, entre los 1700 y los 500msnm. En la franja de temperaturas de los 18-22°C coincide también la máxima precipitación de casi 5000mm/año y una mayor hiperhumedad Aunque es recogido por Köppen como clima Af, es de rigor explicar que se trata de la versión de selva ecuatorial más fresca y húmeda que se puede considerar. Se localiza en el escalón Andino y la llanura formada por el ápice del Megacono del Pastaza y los valles más expuestos a la precipitación orográfica, por donde los vientos cargados de humedad tienden a ascender desde la Amazonía. Este clima en estos valles es transicional bimodal y unimodal diferenciando una mayor estacionalidad en las precipitaciones cuanto más al Norte se desplaza. Se trata de una estacionalidad mayor que en la llanura, pero en los meses más secos pueden recogerse 250mm

sin problemas. Corresponde también con el frente de erosión del Megacono del Pastaza, lo que proporciona cierta información acerca de las formas del relieve.

IV-1-3-4-D- Las formas del clima ecuatorial de llanura

La Llanura Amazónica desde los 500 metros hacia el Este tiene un clima clásico ecuatorial de llanura, denominado Af Tropical Ecuatorial por Köppen. Supone más de la mitad del área de estudio. Mantiene unas temperaturas medias anuales de 22-25°C, sin apenas oscilación durante el año. La oscilación térmica diaria es mucho mayor que la anual, pero jamás se producen heladas. Las temperaturas aumentan al internarnos en la llanura. La precipitación se encuentra sobre los 3500mm con cierta estacionalidad debida al paso de los frentes asociados a la ZCIT; pero las precipitaciones son muy altas y este aumento de las precipitaciones no supone una gran diferencia. Los meses más secos superan con facilidad los 300mm.

Entre los 200 y los 500msnm se mantiene una gran precipitación con menor estacionalidad y mayor temperatura, donde las tormentas convectivas generan un auténtico monzón continuo sobre la llanura fluvial del Napo y las colinas bajas del Megacono del Pastaza en su camino al Marañón.

Climas y diferencial de Temperaturas

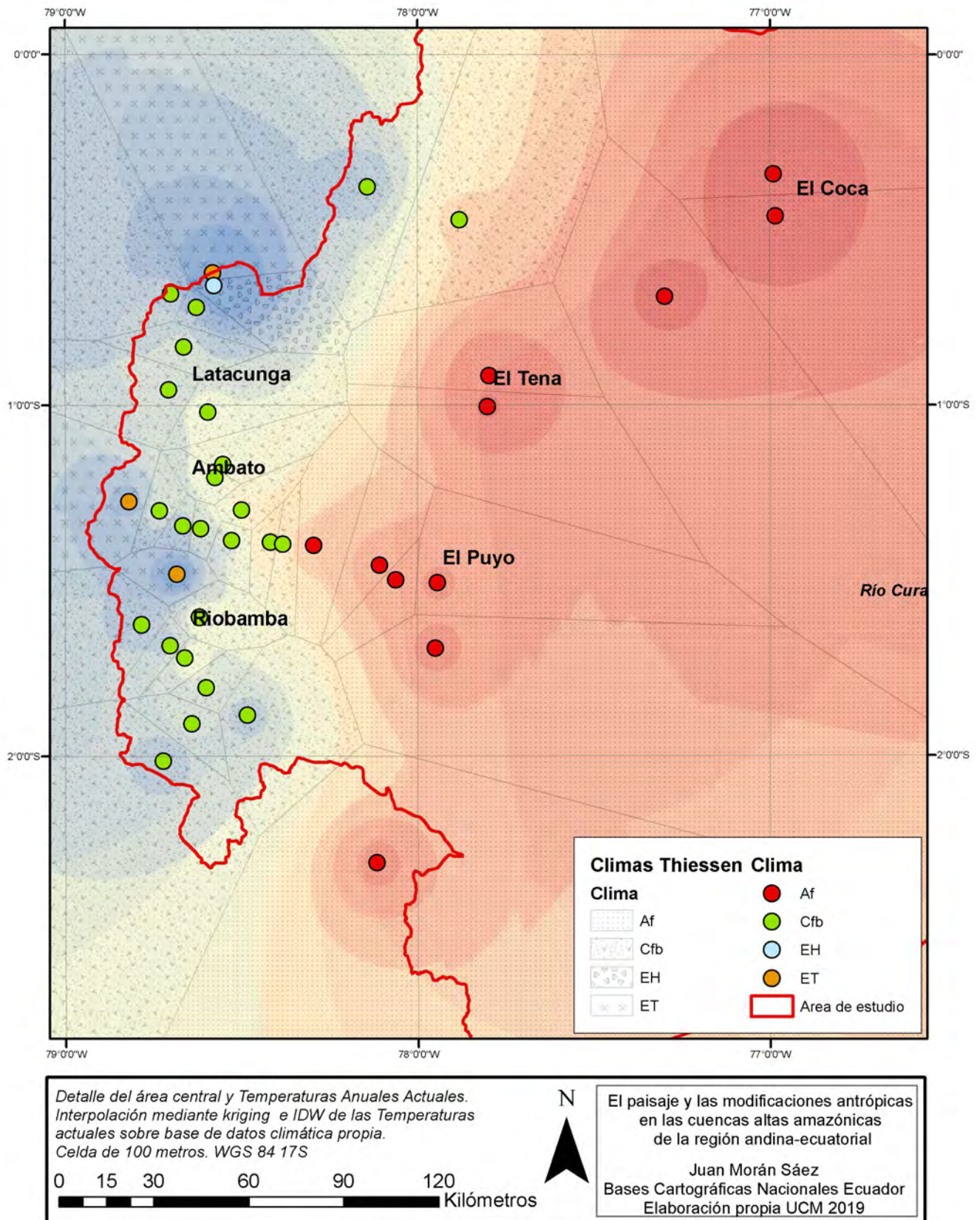


Fig. 91: Climas y temperaturas

Climas y diferencial de Precipitaciones

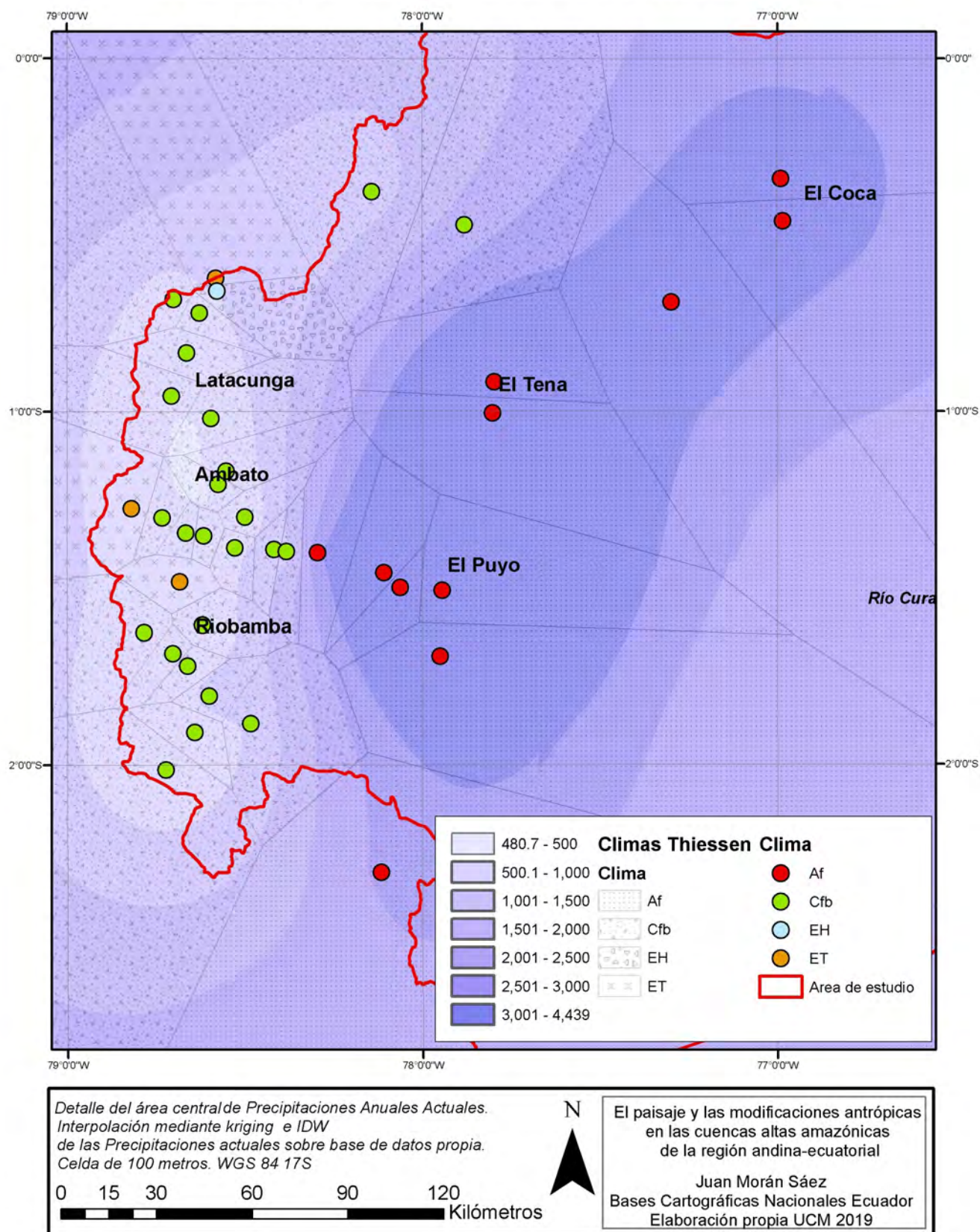


Fig. 92: Climas y Precipitaciones

Índice Ombrotérmico

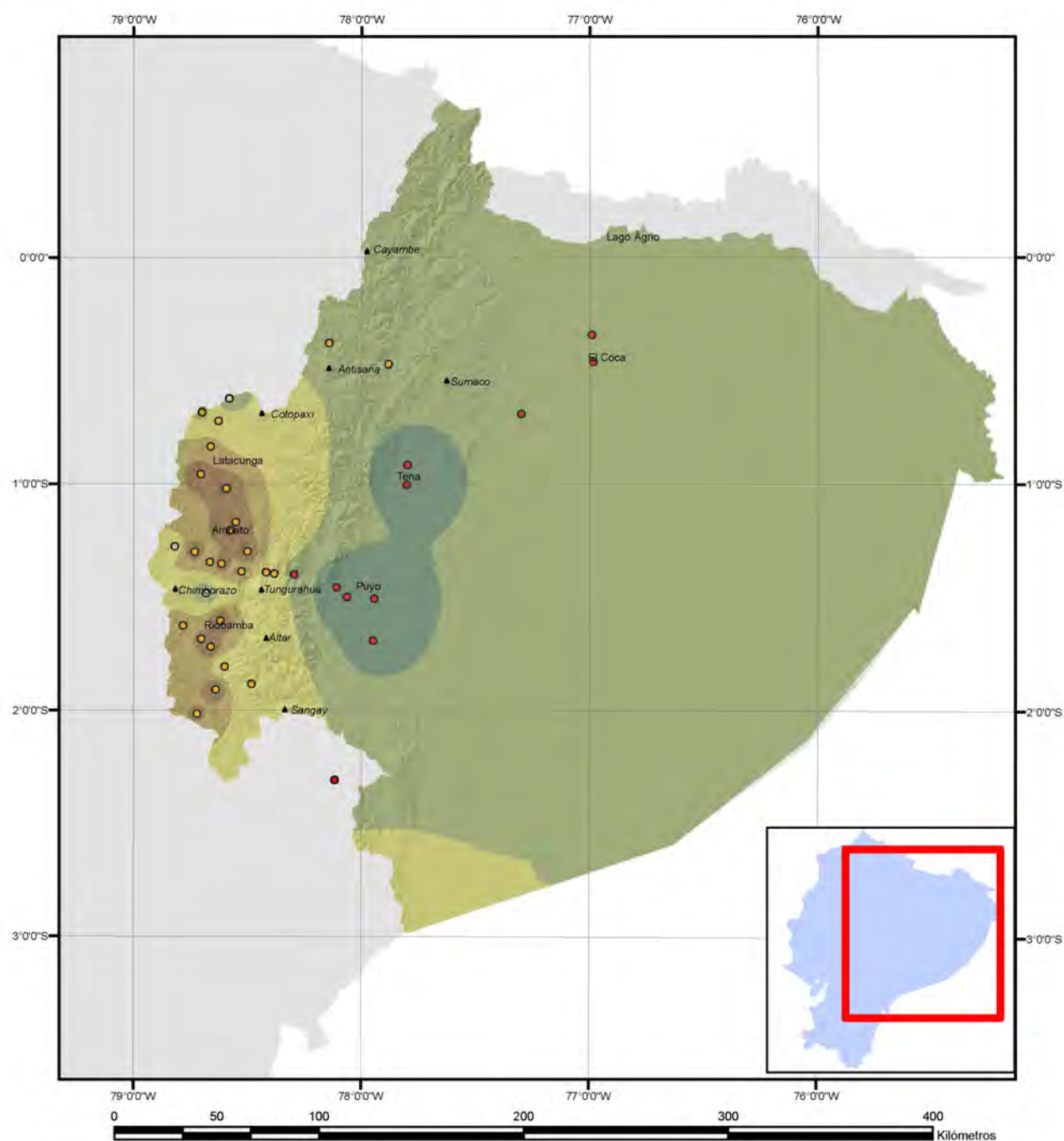


Fig. 93: Ombrotermia

Climas Actuales

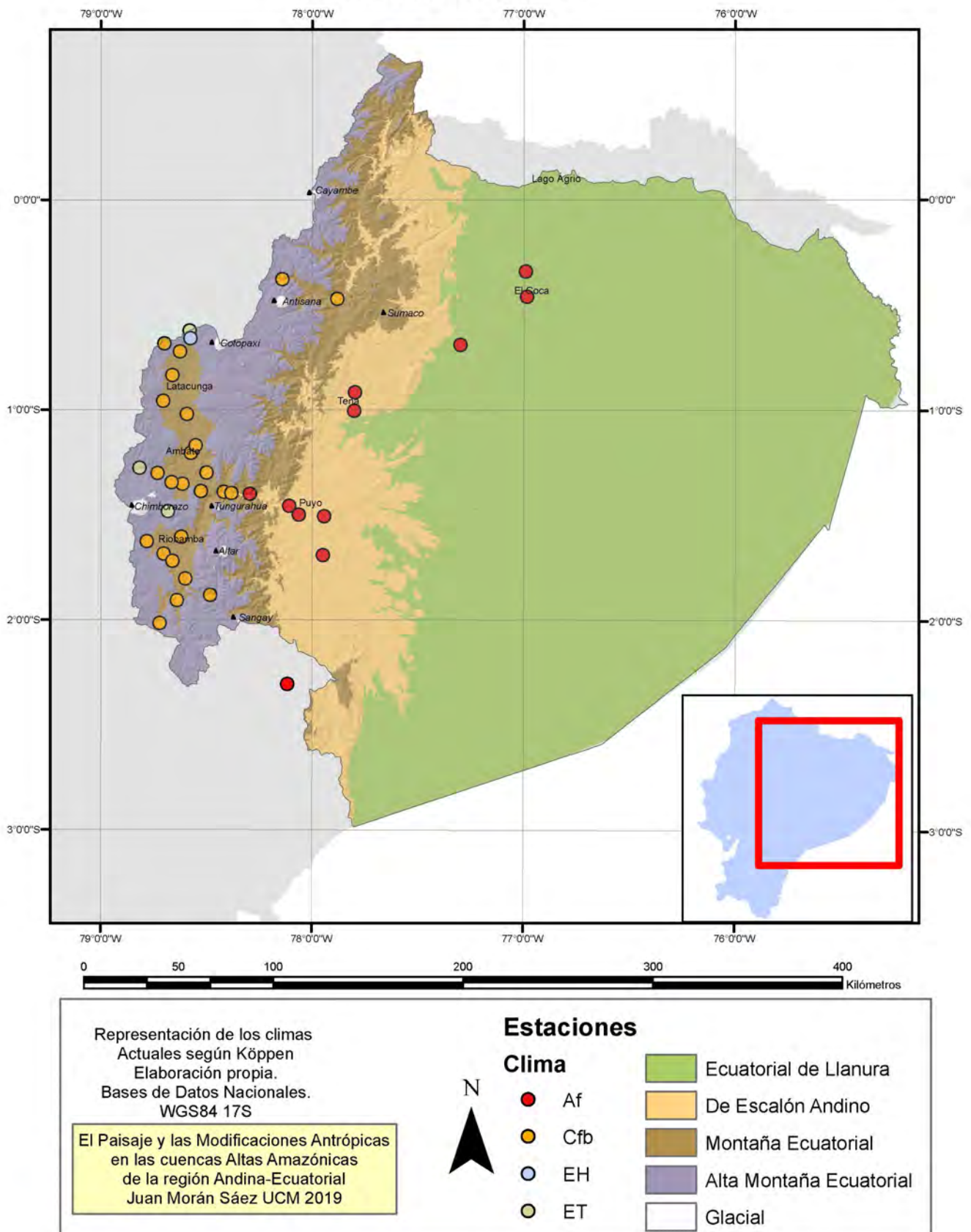


Fig. 94: Climas propuestos

IV-2- Las Tendencias Climáticas

Estudiar el pasado para entender el presente es una magnífica forma de entender las tendencias climáticas. En el análisis objetivo y multidisciplinar del clima no se debe perder la perspectiva temporal y la escala geográfica de referencia. Hace unos 12.000 años terminó bruscamente la última fase glacial del Cuaternario, que con sus vaivenes había durado más de 100.000 años. Durante el Holoceno se han alternado períodos cálidos y fríos, con épocas lluviosas y áridas muy distintas a la actualidad. Esto ha podido observarse con el calentamiento tras la Pequeña Edad de Hielo en las últimas décadas del último siglo, así como en el Optimo climático Medieval, y otros. El clima en la Tierra es un hecho cíclico, continuo y rítmico, con períodos de aceleración del cambio y otros de estabilización. Existen épocas donde el proceso de cambio climático (bien como aumento de las temperaturas o por su disminución) se acelera y otras en las que se estabiliza o se produce muy lentamente. En la actualidad tenemos importantes conocimientos físicos, meteorológicos, climáticos, bioclimáticos y vegetacionales que nos permiten estudiar las tendencias climáticas y lo que es de verdad importante, los efectos de estas tendencias en el ser humano y los seres vivos (Veblen, T.T. et al. (Eds.) 2007), (Cook, K.H. 2009), (Rivas Martínez, S. 2010).

Realizaremos una descripción diacrónica del Clima en Suramérica y en el área de estudio. Pondremos a prueba la bibliografía y aplicaremos los conocimientos acumulados en un Sistema de Información Geográfica. A través de los procesamientos de nuestros datos y el análisis climático de los diagramas correspondientes estableceremos un clima tipo posible durante el Último Máximo Glacial (o cualquier otro máximo glacial anterior), para entender cómo ha ido cambiando y cuáles podrían ser los ciclos climáticos y los límites de los mismos.

IV-2-1- Tendencias climáticas cenozoicas y cuaternarias

El período preorogenia andina, en especial los períodos anteriores al Aptiano (125MaAP) suponen una nebulosa climatológica con poca incidencia en la actualidad. Es durante el Cenozoico que se establecen los principales elementos sobre los que trataremos.

El clima a lo largo del Paleógeno era muy diferente al actual. Los registros indican un progresivo enfriamiento desde el Eoceno Temprano (50MaAP). El Istmo de Panamá no se cerró antes del Plioceno, desencadenando presumiblemente la glaciación cuaternaria, pero las temperaturas ya se encontraban en el camino de la congelación durante el Plioceno. Se puede intuir que la tectónica redujo la capacidad de los océanos para mezclar eficazmente sus aguas. La presencia del continente Antártico congelado y la del Ártico encerrado fueron factores coadyuvantes (Vonhof, H. B. & Kaandorp, R. J.G. et al. 2010). Las temperaturas al inicio del Cuaternario eran muy parecidas a las actuales, aproximadamente en el mismo momento en el que empezaron las glaciaciones.

Nos detendremos con mayor granularidad en el Clima desde el Neógeno, cuando se han establecido los elementos que se describen a continuación y que configuran el clima de la Amazonía Occidental-Andes Orientales:

La deriva continental de América del Sur a través del Neógeno tuvo poco efecto sobre la climatología de la Amazonía. La paleolatitud de América del Sur determina dónde el Ecuador termal cruzaba el continente. El continente se ha movido aproximadamente cinco grados al Norte en los últimos 20Ma. La ZCIT en el Neógeno puede no haber llegado tan al Sur del continente como lo hace hoy en día. En el Plioceno-Cuaternario la ZCIT quedó encajada en el embudo del Pastaza, de modo que a partir de entonces, por mucho que variara su latitud en función de la Temperatura Media Mundial, siempre pasará por la latitud de esta región. Su prevalencia sobre este foco tendría importantes implicaciones geomorfológicas.

Los gradientes de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) meridional intervienen en la humedad presente en los vientos alisios y el Frente Intertropical que empuja la ZCIT. Estas temperaturas y la humedad del Océano Atlántico tropical Neógeno fueron determinadas para la Amazonía por el cierre en el Plioceno del Istmo de Panamá. Este cambio significativo modificó el traslado de energía hasta el Océano Atlántico y contribuyó de forma fundamental al inicio de la glaciación europea. La Amazonía se aridificó, y todo resto del sistema Acre quedó drenado.

La Orogenia Andina a través de esos 20Ma sí tuvo especial influencia al modificar los patrones de circulación atmosférica sobre la Amazonía, tanto desde el Norte como el Sur. Los

Andes se encontraban entre $\frac{1}{4}$ y $\frac{1}{2}$ de su elevación actual al iniciarse el Neógeno y obtuvieron su actual altura de forma acelerada y en fases. Esto tuvo implicaciones en la circulación atmosférica y las precipitaciones en la Amazonía. El efecto de sombra en las precipitaciones produjo gran humedad en las laderas orientales de los Andes pero las occidentales se aridificaron. El montante de precipitaciones no debió cambiar y ser parecido al actual, pero sí se modificó la distribución espacial de las precipitaciones, creándose una mayor regionalización climática. El levantamiento gradual de los Andes durante los últimos 20Ma ha tenido un profundo efecto en el clima y la biodiversidad de la Amazonía (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010). Los registros climáticos Neógenos de los depósitos miocenos relictos Amazónicos muestran que predominaba la vegetación del bosque lluvioso con taxones muy relacionados con la vegetación moderna, que sugieren condiciones húmedas con variación estacional de las precipitaciones. Esto señala la presencia de un clima tropical monzónico en la Amazonía del Mioceno con precipitaciones similares a las actuales e influencia mareal. El clima variaba de acuerdo a la ciclicidad observada por Milankovitch (Milankovitch, M. 1998).

Uno de los más importantes eventos climáticos sucedidos en el Cenozoico, y el más importante en la historia y evolución humana es la Glaciación Cuaternaria (2,58MaAP). Las fluctuaciones en el clima no son claramente perceptibles en la escala de décadas o siglos sino en la de milenios, pero pueden observarse las tendencias cíclicas dentro de los propios ciclos glaciales (Valero Garcés, B. et al. 2014), (Uriarte Cantolla, A. 2003).

Las bruscas oscilaciones climáticas del Pleistoceno fueron responsables de la desaparición de muchas especies animales, que no pudieron adaptarse a los bioclimas que se formaban ni huir a regiones más estables. Desde hace unos 12.000 años el clima ha sido benigno y bastante uniforme, aún con fluctuaciones que han influido decisivamente en la historia humana (Orme, A.R. 2007b), (Martínez, R. et al. 2011), (Viñas Rubio, J.M. 2012).

Las glaciaciones tienen varias causas propiciatorias que aún continúan estudiándose. Entre ellas pueden destacarse las siguientes: Excentricidad; Oblicuidad; Precesión axial y apsidal; Inclinación orbital; Vulcanismo; Ciclos solares; Manchas solares y erupciones; Biosfera y gases troposféricos; Ciclos Bond- Allerød; y otros eventos astronómicos; la conexión entre los

subcontinentes americanos hace 2,5Ma, alterando las circulaciones atmosféricas y oceánicas y provocando un aumento de la pluviosidad tropicoboreal de margen continental; la permanencia de un continente polar austral, que retroalimenta el proceso glaciárico mundial y bloquea las corrientes marinas; la existencia de un océano boreal atrapado entre masas continentales, que retroalimenta el proceso de enfriamiento de los océanos y de la circulación general atmosférica en las masas continentales del hemisferio Norte; la bajada del nivel del mar producto de la congelación deja al descubierto más masa continental susceptible de enfriarse mucho más rápido, reduciendo el papel de los mares en la atemperación del clima y generando un efecto reproductor del frío; y el albedo, radiación reflejada por el blanco del hielo que genera de nuevo un efecto de retroalimentación. Todos estos factores y otros aún en consideración son como relojes con distinta sincronización, pero relacionados y con los tiempos alterados; cuando una buena parte de ellos se sincronizan, se detona la glaciación. En el Pleistoceno tardío el clima del Hemisferio Sur varían casi en fase con la intensidad de insolación del Hemisferio Norte lo que ha llevado a sugerir que la insolación del hemisferio norte controla el clima antártico aunque no está claro qué mecanismos relacionan el clima del Sur con la insolación del Norte (Huybers, P.J. & Denton, G. 2008).

IV-2-1-1- Clima Cuaternario en América del Sur

La evolución de las tendencias del clima Cuaternario de la Amazonía y los Andes está fuertemente vinculada a la variación glacial-interglacial. La discusión sobre la variación glacial-interglacial del clima Amazónico se ha centrado en la cuantificación de la variación de la temperatura y la precipitación, lo que es complicado, ya que los datos utilizados son afectados por ambos parámetros. El registro sedimentario Amazónico también responde al forzamiento climático descrito por Milankovitch: los cambios en los patrones de precipitación afecta a las tasas de erosión y sedimentación (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010).

El clima es un factor importante en el desarrollo de los paisajes Andinos y Amazónicos y su biodiversidad. Los patrones de precipitación, su estacionalidad, torrencialidad y espacialidad controlan la erosión y la sedimentación y están relacionados con la distribución de los bosques ecuatoriales-tropicales y la sabana. El clima de la Amazonía ha sido típicamente

húmedo y cálido durante la práctica totalidad del Cenozoico. Las especies terrestres y acuáticas se adaptaron en fase con la estacionalidad creciente y las modificaciones climáticas, así como con la inundación estacional durante el Cuaternario. La gran biodiversidad en los Andes y Amazonía ya estaba presente en el Mioceno. El Gran Intercambio Americano transformó profundamente las dinámicas biológicas (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010). En esencia se puede decir que no hay registros climáticos de Suramérica con más de medio millón de años de antigüedad, por lo que el conocimiento directo de los primeros climas cuaternarios y precuaternarios es virtualmente inexistente (Baker, P. A. & Fritz, S. C. 2015).

El clima Suramericano del Cuaternario se ha subdividido temporalmente (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995), (van der Hammen T. 1992) en:

- Límite Plio-Pleistoceno.
- Último ciclo climático (150KaAP-actualidad).
- Efectos del ser humano sobre el clima y el medio ambiente.
- Cambios globales durante el Holoceno.
- Variaciones climáticas actuales.

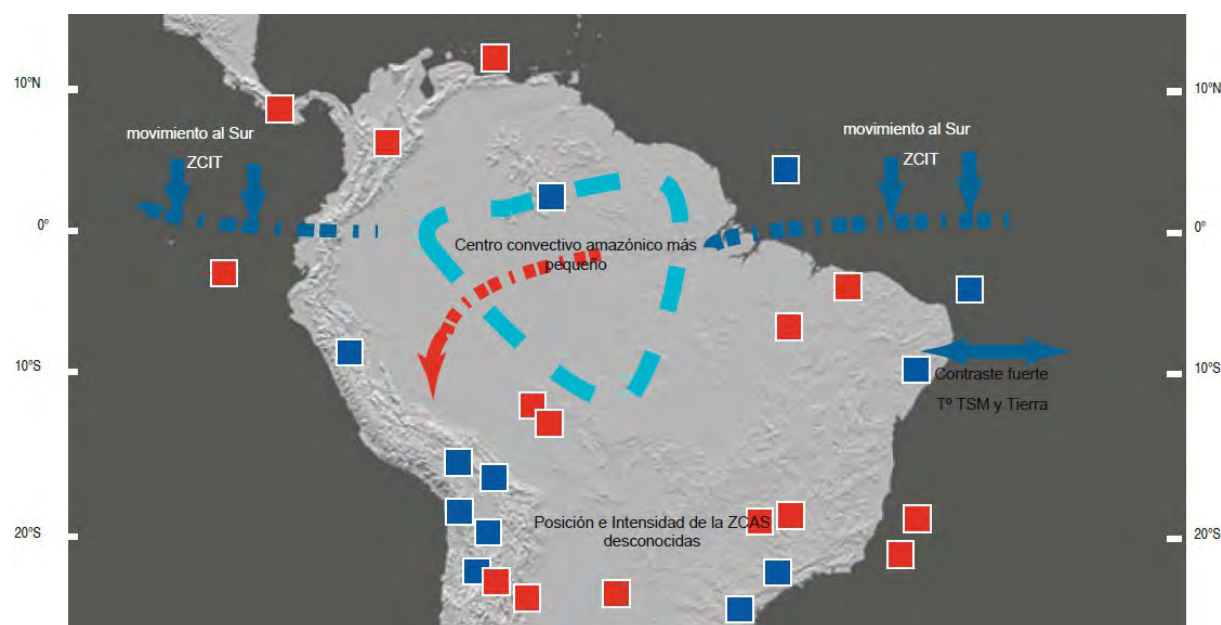


Fig. 95: El Clima en el Norte de Suramérica durante el UMG (42-21KaAP). Los cuadrados son localizaciones donde se han registrado variaciones de humedad con respecto a la actualidad. Puede observarse humedad en los bordes continentales, aridez relativa al interior, temperaturas frescas y un Sur más húmedo y frío (Sylvestre , F. 2009)

Las evidencias de glaciaciones en los trópicos han sido datadas en 100KaAP, 300KaAP y 500KaAP en África Oriental; en 100KaAP en Colombia, en 290KaAP y 380KaAP en Nueva Guinea, y alrededor de los 135KaAP y 250KaAP en Hawai. Los criterios de correlación son inciertos sobre la fecha de máximo avance glacial en los trópicos, pero sí existe consistencia con la evidencia del comienzo de la deglaciación hacia los 14KaAP (Hastenrath, S. 1985). En general el hemisferio Norte está desfasado algunos miles de años con las cronologías de glaciares en Suramérica. Los principales depósitos del límite Plio-Pleistoceno en Suramérica están localizados en la cuenca alta del río Magdalena. Tienen influencias tectónicas y volcánicas y características que los diferencian de los depósitos del Cuaternario. Están formados en condiciones muy húmedas y cálidas con lluvias torrenciales y por ello están muy meteorizados. Los suelos resultantes son lateríticos, podzólicos y arcillas caolíníticas y bauxíticas. Hay evidencias de períodos secos posteriores sobre estos depósitos. La meteorización cuaternaria del Amazonas continua siendo tropical húmeda, aunque no tan intensa. El clima Andino fue muy frío y seco. El último ciclo climático se compone por el final del último interglacial en adelante (van der Hammen, T. 1992), (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995) del modo siguiente: en el último interglacial (130- 80KaAP / 130-110KaAP) aún se producían suficientes lluvias para el desarrollo de turbas en la Amazonía. Las fases cortas pero violentas de frío ocasionan la desaparición de los bosques Andinos y su transformación en páramo. Entre 70-60KaAP sucede el pleniglacial temprano que es seguido por climas más templados con periodos de climas fríos. Desde 60KaAP hasta 25KaAP se considera el pleniglacial medio, el cual corresponde a un clima frío y húmedo.

IV-2-1-2- El clima desde el Último Máximo Glacial

En el intervalo 45-25KaAP se produce la máxima extensión de los glaciares: es el Último Máximo Glacial (UMG), que se adelanta en Suramérica con respecto al Hemisferio Norte y del cual se tiene el registro más completo (y a la vez diverso) (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995), (Thompson, L.G. et al. 2000), (Heine, K. 2000, 2011), (Farrera, I. et al. 1999). Existe una evidencia de condiciones más frías y áridas en el Norte de Suramérica durante el UMG (Sylvestre, F. 2009), (Farrera, I. et al. 1999), (Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000), (Heine, K. 2000, 2011). En respuesta a una humedad creciente y al enfriamiento atmosférico se habría

producido el avance glaciar en bajas latitudes previamente al UMG. La producción de sedimento estuvo asociada a fuertes lluvias producidas en los Andes al tiempo en que los glaciares se encontraban en expansión. En la Amazonía Ecuatoriana los registros sedimentarios datados en Mera para el UMG (33.520 \pm 1.010 hasta 26.530 \pm 270aAP) indican a 1.100msnm un descenso de al menos 4°C coincidente con las estimaciones del gradiente térmico relacionadas con la isoterma de 0°C que distingue el glaciario (Angel, I. et al. 2017), (Benn, D.I. et al. 2005) y registran un rango para el UMG Amazónico de 37.460-31.240aAP (Liu, K. & Colinvaux, P.A. 1985). Según otras investigaciones la reducción de temperatura en la Amazonía llegaría a 6°C (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995). El período global para la UMG está definido entre 24 y 18KaAP. En los Andes y la Amazonía occidental la deglaciación comenzó entre 22 y 19KaAP y unos 5.000 años antes en el Neotrópico que en las altas latitudes septentrionales. Aunque hubo un calentamiento inicial en 22KaAP, esto no se convirtió en una tendencia continuada hasta 18KaAP (Urrego, D.H. et al. 2009). Los sedimentos de Mera podrían llegar a ser más antiguos, tal vez del Pleistoceno Bajo o Medio (Heine, K. 1991). Durante dicho período, el clima se vio influido por altas precipitaciones en los Andes que favorecieron el avance glaciar en las bajas latitudes (regiones intertropicales), aumentando la torrencialidad de los regímenes hidrológicos de los ríos Amazónicos con cabeceras en los Andes, así como un continuo cambio hacia condiciones de sequía en las tierras bajas. Esta precipitación pudo oscilar en un \pm 20% con respecto a la actual con los Alisios más intensos y persistentes que en la actualidad, penetrando más secos hacia el interior de Amazonía (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Argollo, J. & Mourguiart (Eds.) 1995), (Uriarte Cantolla, A. 2003). La aridez Amazónica alcanzó probablemente su clímax durante el Pleniglaciario superior. Al mismo tiempo la vegetación de la sabana alcanzó su máxima extensión al borde de la Amazonía. Los vientos alisios eran más intensos, fríos y secos que en la actualidad (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995). El patrón es evidente: condiciones más secas predominantes y más secas cuanto mayor fuera el frío, pero fuerte evidencia de condiciones más húmedas en la mitad Sur de Suramérica (Endries, J.L. et al. 2018). Estas condiciones húmedas se documentan en el margen atlántico continente, con la mayoría localizadas en la periferia de la cuenca y no en todo el ecosistema Amazónico. El enfriamiento del UMG en el Atlántico tropical aumentó la continentalidad que impulsa el monzón suramericano. Durante el UMG indica un patrón claro para las latitudes norte y sur,

más seco y más húmedo respectivamente, mientras que en las tierras bajas tropicales, el patrón todavía no está claro (Cook, K.H. & Vizy, E.K. 2006), (Sylvestre, F. 2009), (Mayle, F.E. et al. 2009), (Kanner, L.C. et al. 2012), (Mohtadi, M. et al. 2016), (Guevara, L. & León-Paniagua, L. 2018). De acuerdo con sus vínculos con las circulaciones de Hadley y Walker la convección húmeda y profunda sobre la región Amazónica responde a los forzamientos glaciales. Este cambio interactúa con el cambio meridional de las precipitaciones sobre el Noreste, el Pacífico y el Atlántico Tropical (Seltzer G.O. 2007). La Amazonía se comporta como un océano sin corrientes. Los cambios de las precipitaciones Amazónicas tienen consecuencias directas sobre sus ecosistemas y el almacenamiento de carbono. La Amazonía desempeña un papel fundamental en el ciclo hidrológico tropical (Zhang, Y. et al. 2015).

El cambio y la variabilidad climática moderna de Suramérica se produce debido a procesos de forzamiento regionales y remotos pero nuestra comprensión de los procesos que conducen esta variabilidad es incompleta (Coltrinar, L. 1993). Las referencias al clima del Holoceno y el Último Máximo Glacial (UMG), se refieren habitualmente a cómo opera la estacionalidad o el monzón suramericano y otros elementos del clima actual (Cook, K.H. 2009), (Guevara, L. & León-Paniagua, L. 2018), (Seltzer et al. 2000). La variabilidad climática se divide en aquella que es generada internamente y la que se produce debido a forzamientos externos. Los patrones en las reconstrucciones indican unas condiciones más secas en todo el continente, excepto en el Noreste y los altos Andes. Las temperaturas durante el Cuaternario (y Holoceno) han variado mucho (entre +5°C y -12°C con respecto a la actualidad) pero los períodos fríos han durado más tiempo que los cálidos. Se puede decir que por regla general, durante los períodos fríos del Cuaternario las precipitaciones eran menores en el interior de la Amazonía y ligeramente mayores a los pies de los Andes Orientales (Farrera, I. et al. 1999), (Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000), (Schaefer, J.M. et al. 2015). En los interglaciales las lluvias monzónicas primaverales comienzan en la cuenca noroccidental del Amazonas y se extienden hacia el Sur a lo largo del piedemonte Andino y hacia el Este hasta la Amazonía central. En los Interglaciales toma forma la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), que se extiende diagonalmente hacia el sureste sobre el Océano Atlántico Sur. Las precipitaciones retroceden hacia el norte en el otoño pero la retirada es más lenta que la intrusión. Durante el invierno austral la precipitación máxima se produce al norte del ecuador

y la ZCAS es apenas perceptible (Marengo, J.A. et al. 2001).

Se puede decir en general que hay una gran complejidad espacial de la respuesta climática en la Amazonía a los ciclos glaciales-interglaciales. Se han definido condiciones más secas durante la UMG en la Amazonía, lo que ha sido cuestionada por recientes reconstrucciones, indicando además un desacoplamiento entre los patrones climáticos de las tierras bajas de la Amazonía y las tierras altas de los Andes. El valor más realista para la variación de la temperatura entre glaciales e interglaciales en las tierras bajas de la Amazonía es 5°C. La variación de la temperatura en el altiplano fue significativamente mayor con 7°-10°C partir de los 2,600msnm y hasta 12°C en las grandes alturas entre el UMG y la actualidad, (Clapperton, C.M. et al. 1997), (Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000), (Cook, K.H. 2009), (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010), (Heine, K. 2000, 2011), (Schaefer, J.M. et al. 2015), (Alcalá Reygosa, J. et al. 2017ab), (Angel, I. et al. 2017), (Úbeda, J. et al 2018) .

Los regímenes de precipitación eran diferentes a los actuales, aunque no hay consenso sobre las condiciones de humedad en la América intertropical. Hay argumentos a favor de unas condiciones tropicales más secas en el UMG, pero también hay quien contradice estos resultados. Actualmente, las condiciones más húmedas se explican por un mecanismo de forzamiento de los límites glaciales que implica un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y un refuerzo del SMAS.

El último segmento del UMG en Suramérica del Norte fue más frío y árido que el actual. La evidencia sugiere enfriamiento de al menos 1-3°C en la superficie del océano, y entre 5-6°C en los continentes (Bradley, R.S. et al. 1985). La magnitud del enfriamiento no es espacialmente uniforme (Sylvestre , F. 2009). Los descensos de al menos 800m en la línea de árboles y de los glaciares durante UMG sugeridos en el Ecuador tropical han sido relacionados en el Caribe con unas TSM reducidas en el orden de 5°C (Colinvaux, P.A. et al. 1996b). El enfriamiento del Brasil Tropical durante el UMG ha sido considerado para las tierras bajas de Brasil (Piauí, 7°S, 41,5°W; altitud, 400 metros) de $5,4^{\circ} \pm 0,6^{\circ}\text{C}$ (Stute, M. et al. 1995).

Los glaciares registran los cambios en la temperatura y precipitación. Las dataciones de

morrenas han indicado que la glaciación estaba parcialmente adelantada con el UMG global de 24-18KaAP con registros indicando un UMG local anterior a 30-26KaAP en los Andes tropicales de Perú y el Norte de Bolivia (La Frenierre, J. 2011), (Heine, K. 2011), (alcalá Reygosa, J. et al 2017ab), (Angel, I. et al. 2017), (Úbeda, J. et al. 2018), . Esto se ha relacionado a condiciones cada vez más secas durante el curso de la última glaciación global (Úbeda Palenque, J. & Palacios Estremera, D. 2008) y refleja la gran sensibilidad a las precipitaciones de los glaciares en las áreas áridas de los Andes Centrales, donde la UMG ocurrió localmente tan temprano como hace 39KaAP. La evidencia de máximos glaciares tempranos similares se encuentra también hacia el Sur por una posible intensificación o desplazamiento hacia el Norte de los Alisios. En la Patagonia y Tierra de Fuego ocurrió en fase con el UMG global. Las morrenas glaciares tardías se depositaron entre 15 y 10KaAP. En algunos glaciares el mayor avance relacionado con la UMG se produjo tan pronto como 42KaAP (Zech, R. et al. 2009). El enfriamiento global del UMG se relaciona directamente con una Circulación Termohalina (AMOC) mermada y con una estación de lluvias más seca (monzón debilitado) en muchas regiones tropicales y monzónicas entre aproximadamente 30°N y 5°N, como es el caso de las Regiones Orientales de los Andes Ecuatoriales (Heine, K. 2011), (Khodri, M. et al. 2009).

Los trópicos del Hemisferio Sur no están en sincronía con el UMG del Hemisferio Norte, quizá por la mayor susceptibilidad de los glaciares a la humedad. Las discrepancias sobre qué tipo, distribución y cantidad de precipitación existía en los Andes Tropicales está sujeta a fuerte controversia (Farrera, I. et al. 1999), (Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000), (Kaplan, M.R. et al. 2008), (Heine, K. 2000, 2011), (Úbeda, J. et al 2018), (Endries, J.L. et al. 2018). El enfriamiento en el Hemisferio Norte lleva a modificar la célula de Hadley y de la ubicación e intensidad de la rama convectiva ascendente de las células de Hadley y Walker sobre Suramérica ecuatorial que afecta a la variabilidad del SMAS por un cambio de la ZCIT hacia el Sur. Tanto el ENSO como las células de Hadley-Walker se ven perturbados por las anomalías de las TSM Pacíficas. Esto lleva a aproximar una precipitación aumentada en un 5-7% durante la UMG en comparación con la actual, aunque otros autores han apuntado hasta un 20% de aumento (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Argollo, J. & Mourguiart (Eds.) 1995), (Uriarte Cantolla, A. 2003), (Laraque, A. et al. 2006), (Apaéstegui, J. et al.

2014). Se sabe que hubo variación en la estacionalidad de las precipitaciones, pero esta parece ser más temporal y espacial que relativa a la magnitud de cada una de las sumas de precipitación (Vimeux, F. 2009).

La deglaciación cuaternaria comenzó en el hemisferio Norte entre 20.000 y el 18.000aAP y finalizó hacia el 8,000aAP (Valero Garcés, B. et al. 2014). Sin embargo, en los Andes tropicales, la última deglaciación se produjo varios miles de años antes que en el hemisferio Norte (Heine, K. 2011). La deglaciación del Cuaternario final tuvo dos momentos en los que las condiciones climáticas volvieron casi a una total glaciación durante breves períodos, relacionados con los eventos D-O: se conocen como Dryas Antiguo, Medio y Reciente y caracterizaron el posterior Holoceno Temprano y Medio (11.500 a 3.500aAP) (Seltzer, G.O. 2007). Entre el UMG y el Holoceno el último gran evento global de cambio climático fue el Dryas Reciente, bien documentado en las altas latitudes de ambos hemisferios. En Groenlandia aparece como una brusca vuelta a condiciones casi glaciales en el Atlántico Norte entre 12,9 y 11,7KaAP, que sigue al calentamiento del Interestadio Bølling-Allerød en 14,7KaAP y se desarrolla hasta desaparecer de forma gradual con un calentamiento de unos 50 años en la fecha oficial del inicio del Holoceno en 11,7KaAP. Durante el inicio del Holoceno hay poca evidencia de actividad glacial, con las morrenas establecidas aproximada en los límites actuales que no se renovarían hasta el último tercio del Holoceno; incluso muchos glaciares actuales desaparecieron completamente.

Una neoglaciación ocurrió en el Holoceno tardío en los Andes tropicales (Seltzer, G.O. 2007). Entre 12,2 y 11,5KaAP las temperaturas llegaron a 15°C más bajas que las actuales con la nieve precipitada reducida. Este período frío es el Dryas Reciente que terminó bruscamente en el 11,5KaAP, cuando las temperaturas subieron y pusieron fin a la glaciación (Uriarte Cantolla, A. 2003).

IV-2-1-2-A- El Dryas Reciente

Como hemos visto, el glaciario en los Andes tropicales tiene desfases con respecto al hemisferio Norte debido a las variaciones de humedad y precipitación. El Dryas Reciente es un evento que devolvió a condiciones glaciales a buena parte del mundo cuando ya se había

producido la deglaciación en 12,8KaAP-11,5KaAP (Clapperton, C.M. et al. 1997), (Kaplan, M.R. et al. 2008), (Jomelli, V. et al. 2014). Las morrenas glaciares tardías en los Andes se depositaron entre ~15 y 12/10KaAP (Zech, R. et al. 2009). El Dryas Reciente se considera una de las últimas variaciones Bølling-Allerød, o de los primeros ciclos Bond, y coincide con el último gran avance de los glaciares en los Andes Tropicales. La respuesta de los glaciares Andinos tropicales a estos cambios climáticos rápidos y no lineales sigue siendo desconcertante (Jomelli, V. et al. 2014). La Glaciación Cuaternaria tardía y última de los Andes Tropicales tiene relación con que partes del continente se extienden lo suficientemente lejos hacia el polo y se elevan lo suficientemente alto como para atraer las nevadas y promover los glaciares incluso en la actualidad. Las líneas de equilibrio (ELA) de los glaciares ecuatoriales eran hasta 1.200m más bajas que hoy en día en las laderas orientales de los Andes y parecen haberse expandido y retrocedido rápidamente en respuesta a cambios climáticos relativamente rápidos antes de retroceder dentro de sus límites modernos después del Dryas Reciente. Un equivalente más joven de Dryas se reconoce en depósitos glaciales en las latitudes medias del Hemisferio Sur, pero aún no se han identificado en los trópicos depósitos inequívocos relacionados con los eventos Dryas más jóvenes. En todo caso los eventos Dryas (así como Heinrich y Bond) son evidencia de que al menos en la región del Atlántico Norte, el clima puede cambiar abruptamente y estos cambios pueden tener un impacto a escala hemisférica o mundial.

El gradiente térmico durante el Dryas Reciente era de 0.8° C por cada 100m; actualmente es de 0.6°C por cada 100m. La sequedad y el frío ampliaron la zona de páramo, lo que generó, posiblemente, la última conexión de los parches parameros y quizá una parcial sabanización o bosque estacional en la Amazonía. En cualquier caso, el estadio Dryas Reciente es cuasi sincrónico para el Norte de Suramérica (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995).

En el registro glaciar del Hemisferio Sur, tanto los eventos de Heinrich como los de las Dryas más jóvenes han sido identificados en la Región de los Lagos de Chile y en los Alpes del Sur de Nueva Zelanda pero las morrenas equivalentes al Dryas Jóvenes en los Andes tropicales son polémicas. Los depósitos lacustres proglaciares en el Chimborazo se atribuyen a un avance glaciar durante el Dryas Reciente, pero los glaciares estaban en rápido retroceso. Los

glaciares ecuatorianos han retrocedido a sus límites modernos desde 11.500aAP, lo que marca el final de este intervalo en la región (Seltzer G.O. 2007).

La datación más fina y actual fecha el Dryas-Preboreal Más Joven en 11.703aAP, 100-150 años más viejo de lo que se consideraba. La transición del glaciar al interestadial de Bølling está fechada en 14.692aAP. Las variaciones de unos pocos miles de años en las dataciones pueden ser de gran importancia para establecer las condiciones bioclimáticas y estimar la adaptación y potencialidad fitosociológica de unas poblaciones establecidas (Rasmussen, S.O. et al. 2006).

IV-2-1-2-B- Interestadiales holocenos

Desde el UMG se suceden varios intervalos de frío intenso separados por estadiales de entre 1,500-3,000 años, hasta la llegada plena del Interglacial (Clapperton, C.M. 1993ab). Según Schubert y Clapperton hubo un interestadial relativamente largo, entre 43-33KaAP que dejó las morrenas más bajas de todas a los 3.000msnm con restos hasta los 2.700msnm. Precedió al avance del glaciar que culminó durante el intervalo 28-15KaAP. Dos estadios glaciales tardíos están marcados por complejos de morrenas a 3.900-4.200msnm y 3.800-4.400msnm de altitud; están parcialmente limitados por edades de radiocarbono de >12,9KaAP y 12-10KaAP. Aparentemente las morrenas que se encuentran frente a la mayoría de los glaciares que quedan en el norte de los Andes se depositaron durante los avances neoglaciares en 5KaAP (Schubert, C. & Clapperton, C.M. 1990).

Los depósitos de glaciaciones no son evidencias inequívocas de glaciación temprana anteriores al Pleistoceno Tardío porque ha sido muy extendida la denudación de las morrenas y los depósitos de ceniza, las avalanchas y megaavalanchas de escombros cubren los restos con rapidez.

En la Cuenca Amazónica el patrón de frío y humedad es más complejo. Desde América Central hasta los Andes Centrales existió durante el Pleistoceno un pronunciado período glacial antes de los 28KaAP, lo que no debe obviarse al entender las dinámicas del UMG. La deglaciación puede haber comenzado en el Hemisferio Norte en 19,5KaAP (Seltzer G.O. 2007). En el caso de los Andes ecuatorianos los depósitos de glaciación plena están datados

entre 38,7 y 11,1KaAP, que es cuando empezaría la deglaciación y el Holoceno (Clapperton, C.M. 1993ab). Las fechas concretas de la deglaciación son bastante variables y confusas.

El Holoceno actual ha sido variable y hasta época histórica no se tienen suficientes datos. En cualquier caso se encuentran algunas tendencias temporales:

- Óptimo Climático Holoceno 8,000-4,500aAP.
- Período de enfriamiento 4,500-1,100aAP.
- Óptimo Cálido Medieval 1,100-700aAP.
- Pequeña Edad de Hielo 700-170aAP.
- Edad Industrial 170-0aAP, aumento de las temperaturas entre 0,8 y 1,5°C con respecto a la Pequeña Edad de Hielo.

El clima puede cambiar en pocas decenas de años a modalidades muy diferentes. El nuevo clima puede persistir durante varias décadas o siglos. Los efectos y causas de la variabilidad climática en el pasado ayudan a entender el comportamiento climático futuro en un escenario de calentamiento global (Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010).

IV-2-1-2-C- Ciclos Bond

El aspecto más importante con respecto al cambio climático tiene que ver con los ciclos Bond y la ciclicidad climática intrínseca en los vínculos Atlántico-Ártico. El aceleramiento en el aumento de la TSM, en especial en el Atlántico podría reducir los tiempos de este ciclo y adelantar el cierre de la Corriente Termohalina. Según Thornalley esta corriente podría haberse roto ya. Se ha demostrado que desde 1850-1870 la fuerza de esta corriente proveniente del golfo de México se ha estado reduciendo como consecuencia del calentamiento global que derrite cada vez con más intensidad el Ártico (Thornalley D.J.R. et al. 2018).

Durante el Würm en Groenlandia se observan cambios bruscos a escala milenaria y la temperatura podía cambiar en 7-12°C en cuestión de sólo algunas décadas. Se han descubierto eventos similares en otros lugares del mundo. Aún no se conocen los mecanismos de estos abruptos eventos climáticos. La intensidad del SMAS y las precipitaciones han sufrido cambios repentinos durante el Würm (Cruz, F.W. et al. 2009). Los eventos Heinrich se

estudian por ser sincrónicos con estas variaciones (aunque no suceden siempre) al ser detonados por un súbito calentamiento. Los eventos Heinrich son grandes descargas de icebergs en el Atlántico Norte procedentes del calentamiento y deshielo de la banquisa Ártica que reenfrían y secan la atmósfera a través del descenso de la TSM. Los eventos Heinrich pueden alterar la circulación de la Corriente del Golfo y tener muchas otras consecuencias climáticas. Las evidencias indican que durante estos eventos la precipitación en la Amazonía era igual o mayor que en la actualidad (Zhang, Y. et al. 2015). Los ciclos Bond son ciclos climáticos fluctuantes que han ocurrido cada 1.470 ± 500 años durante el Holoceno. Los detritos rocosos transportados por icebergs durante los eventos Heinrich han permitido datar hasta 8 de estos ciclos. Son los equivalentes interglaciares de los ciclos de Dansgaard-Oeschger descritos en el Würm. La mayoría de los ciclos Dansgaard-Oeschger del Würm siguen un patrón de 1.500 años, al igual que los eventos Bond, y estos se sincronizan con la mayoría de los eventos climáticos observados en el Holoceno: Pequeña Edad de Hielo, Dryas Reciente, etc. Los eventos Bond están datados en 1.400AP, 2.800AP, 4.200AP, 5.900AP, 8.100AP, 9.400AP, 10.300AP y 11.100AP. Los eventos Dansgaard Oescher/ciclos Bond dan lugar al deshielo por calentamiento repentino de unos $5-8^{\circ}\text{C}$ en 30- 40 años al que sigue una disminución de 5°C durante más de 200 años; el calentamiento parece provocar los eventos Heinrich. La CTH/AMOC quedaba sustancialmente debilitada y produce respuestas evidentes y duraderas fuera del Atlántico, como puede ser la traslación de la ZCIT y de todo el sistema climático relacionado (Bond, G. et al. 1997), (Zhang, R. & Delworth, T.L. 2005). El patrón en el Hemisferio Sur es diferente, con un calentamiento lento y fluctuaciones en la temperatura mucho menores. Esto parece reflejar los cambios en la circulación del Atlántico Norte, tal vez provocados por la afluencia de agua dulce y la modificación de la CTH. El debilitamiento de la CTH permite el paso de aire frío hacia Europa y el inicio del enfriamiento que renueva el ciclo (Zhang, R. & Delworth, T.L. 2005).

La evidencia de cambios abruptos en lo que se creía un clima Holoceno relativamente estable tiene 20 años. Los eventos Bond parecen la manifestación más reciente de un ciclo climático omnipresente a escala milenaria que opera independientemente del estado climático glacial-interglacial (Bond, G. et al. 1997). El ciclo climático cuasi periódico tiene implicaciones para explicar el origen de los cambios climáticos abruptos y cómo estos cambios pueden influir en

el clima actual y su futuro. La estabilidad del clima actual del Atlántico Norte debe considerarse en el contexto de esta variabilidad a escala milenaria (Bond, G. et al. 1997). Estos ciclos han sido tan fuertes y frecuentes que afectan a los sistemas climáticos mundiales y Suramérica, los Andes y la Amazonía ecuatorial también se han visto afectadas. La vegetación se ha modificado y adaptado a estos cambios, pero la resistencia y flexibilidad de este componente es motivo de debate. El relieve superficial también se ve afectado al modificarse las condiciones de estacionalidad, torrencialidad y magnitud en la precipitación y los patrones espaciales de los vientos y la descarga de la humedad.

El Óptimo Climático Holoceno se ha considerado entre 9 y 5KaAP, con unas temperaturas hasta 3°C superiores a las actuales. Posteriormente los períodos oscilantes de temperatura tendieron a enfriar el clima, con excepciones como el Óptimo Climático Romano/Antiguo (2Ka) o el Óptimo Climático Medieval (1-0,5Ka). La última oscilación reconocida en el clima fue la Pequeña Edad de Hielo. Por lo tanto el clima del Holoceno se ha caracterizado por un progresivo calentamiento desde la última glaciación, como corresponde a un período interglaciar, de forma lenta y moderada, con períodos de enfriamiento y calentamiento oscilantes y pulsaciones más o menos periódicas, tendentes al aumento de la precipitación y la temperatura, pero siendo un clima aún frío en comparación con otros interglaciares. Es notable que en los Andes de vertiente Amazónica las precipitaciones abundantes han mantenido el glaciario local con mayor incidencia, mientras que el resto del Hemisferio Sur ha sufrido una progresiva desecación y calentamiento que en casi todos los casos están llevando a su desaparición. Las peculiares características del Holoceno han producido que estos glaciares se deshielen de forma muy lenta, al menos hasta la finalización de la Pequeña Edad de Hielo, amplificados estos efectos muy probablemente por la erupción del Volcán Tambora en 1816, -tras la cual que se produjo un año "sin verano"- y el posterior Krakatoa en 1883-. El clima es decisivo para el florecimiento y desaparición de las ciudades y antiguas culturas y las migraciones en Suramérica pueden relacionarse a las diversas variaciones que se han producido desde el 8.000AP y 5.000aAP, cuando después de una nueva vuelta al frío y a las grandes sequías, el clima mundial volvió a templarse y a ser más húmedo. Pueden encontrarse evidencias inequívocas de las afectaciones climáticas en Suramérica desde antes del Período Cálido Antiguo que termina en el 400dC (Viñas Rubio, J.M. 2012). Tanto el

Óptimo Cálido Medieval como la Pequeña Edad de Hielo son ejemplos que añaden modificaciones regionales y mundiales en el clima y afectarán a las sociedades humanas, pero también a la vegetación y los bioclimas.

La AMOC se ha debilitado mucho más durante los últimos 50 años. La convección profunda del Mar de Labrador y la AMOC han sido anormalmente débiles desde el final de la PEH en comparación con los 1.500 años anteriores, lo que sugiere un fundamento de tipo ciclo Bond debido al aumento de los flujos de agua dulce del Océano Ártico y Labrador-Groenlandia. El derretimiento enfriaría y desalaría las aguas del Mar del Norte interfiriendo con el hundimiento de la AMOC. Las investigaciones más recientes confirman que el agua de deshielo de Groenlandia permanece en la superficie donde interrumpe la circulación (Thornalley D.J.R. et al. 2018). La importancia de la AMOC sobre el clima Europeo y global es muy considerable. La desaparición de la AMOC como consecuencia del derretimiento total o casi total del Ártico podría ser el detonante de la vuelta a las condiciones glaciales del Hemisferio Norte. En cualquier caso, podría generar una nueva PEH en un período de tiempo muy corto, detonando y desarrollándose en menos de una generación.

IV-2-1-2-D- El Óptimo Cálido Medieval

Aproximadamente en el año 700 en el Ártico se inicia un período cálido excepcional que se prolonga hasta el S.XIII y que en climatología se conoce como el Óptimo Climático Medieval (OCM). El apogeo de esa fase cálida ocurrió entre los años 1100 y 1300 (Viñas Rubio, J. M. 2012). Muchas zonas del sur de Suramérica han experimentado rápidos cambios climáticos y ecológicos impulsados por procesos relacionados con la TSM y las interacciones océano-atmósfera a escala mundial y hemisférica. Para la región Amazónico-Andina hay una evidencia de aridez generalmente coincidente con el Óptimo Climático Medieval en los registros (Moy, C. M. et al. 2009), (Valero Garcés, B. et al. 2014).

La Pequeña Edad de Hielo

La pequeña Edad de Hielo se inicia aproximadamente en 1350 y termina en 1850, comenzando con una tendencia hacia las condiciones glaciales en Europa tras las más cálidas

del OCM y termina con el dramático retroceso de los glaciares. Son 150 años casi ininterrumpidos de inviernos largos y muy fríos con veranos cortos y frescos. El período de 1550 a 1700 fue el más frío. Entre 1645 y 1715 el Sol tuvo un comportamiento muy anómalo en un período llamado Mínimo de Maunder (Viñas Rubio, J.M. 2012). La PEH es problemática al trasladarla a otras latitudes. Es el período más extenso de expansión reciente de los glaciares de montaña. Aunque hay evidencia de que otras regiones fuera de Europa tuvieron condiciones frías y expansión glaciaria la cronología y su naturaleza son muy variables de una región a otra. La noción de la PEH como un período frío mundialmente sincrónico está descartada. En el Hemisferio Norte las temperaturas cayeron alrededor de 0,6 °C entre los S.XV y XIX. Los avances glaciares y los inviernos duros, largos y consecutivos tuvieron consecuencias en las poblaciones humanas, con hambrunas, enfermedades -sobre todo la peste negra- y un aumento general de la mortalidad en Europa. La PEH puede haber tenido más importancia por la mayor variabilidad climática. Fuera del Atlántico Norte, la PEH se difumina y no hay un período continuo de temperaturas globales más frías en sincronía. Las causas de la PEH no pueden establecerse con claridad. Tanto el Mínimo de Maunder como las grandes erupciones volcánicas pueden ser responsables de parte del enfriamiento (Mann, M.E. 2002), (Moy, C. M. et al. 2009). Los cambios en las circulaciones oceánicas relacionadas con el último ciclo Bond puede ser el principal responsable del enfriamiento. La corriente del Golfo-CTH era hasta un 25% más débil durante la PEH si la comparamos con la actualidad. Esto provocó una disminución en el transporte de calor al Atlántico Norte provocando el enfriamiento de Europa. Variaciones similares podrían haber ocurrido también en otras cuencas oceánicas, pero no se han hecho estudios al respecto (Meyer, I. & Wagner, S. 2009), (Valero Garcés, B. et al. 2014).

La PEH en el Suramérica es un período de condiciones ligeramente más húmedas en el Sureste. La datación de la PEH en los Andes tropicales se ha llevado a cabo en el Sur de Perú y Bolivia. En comparación con las latitudes medias del hemisferio Norte, el mayor avance glaciario en la primera mitad del siglo XIX no está presente en los Andes tropicales. Las variaciones regionales del clima pueden modificar mucho las condiciones generales si estas no tienen mucha duración (Rabatel, A. et al. 2005), (Meyer, I. & Wagner, S. 2009). En todo caso es posible que la escasez de estudios en el Hemisferio Sur sea la causa de la ausencia de

pruebas y evidencias de la PEH en Suramérica.

Al menos en el Holoceno hay un gran desarrollo de suelos de cenizas volcánicas en la cordillera y los eventos volcánicos se repiten de forma continua por toda la región volcánica del los Andes del Norte. La línea de nieve perpetua (Holoceno) en el Ecuador es de 4,600msnm en el flanco este de la Cordillera Occidental, con microclimas en valles escondidos y a sotavento. La Pequeña Edad de Hielo de 1,350-1,850 dejó una cierta cantidad de morrenas entre 4.100 y 4.800msnm y morrenas superpuestas a 3.900 y 4.600msnm (Schubert, C. y Clapperton, C. M. 1990), (La Frenierre, J. et al. 2011).

IV-2-1-2-E- La actual tendencia al calentamiento

Resulta necesario tener prudencia en el uso de conceptos a la hora de explicar el cambio climático, diferenciando entre este, el cambio global y la actividad antrópica que afecta a los sistemas naturales, sin duda a nivel planetario. La terminología se encuentra altamente politizada y los intereses creados en torno a estos términos ocultan las conclusiones y los estudios científicos de los procesos de cambio. El cambio del clima no es homogéneo en todo el Planeta. Los efectos antrópicos locales como el efecto *isla urbana* y de *isla industrial* son muy importantes en los últimos decenios ya que el calentamiento de urbano e industrial es muy significativo local y regionalmente en tales áreas y ha sido utilizado en ocasiones para predecir tendencias muy alejadas de la realidad (Rivas Martínez, S. 2010). El cambio climático antropogénico es una cuestión transdisciplinar que produce acalorados debates, científicos y sociales. Los geógrafos somos los principales adalides de la ciencia más interdisciplinar y multidisciplinar de todas las que pueden estudiar este proceso. El estudio de La Tierra y los seres humanos que viven en ella es el objeto principal de la Geografía, y aún dentro de ella los debates en torno al cambio climático son duros y enconados. En la mayor parte de las ocasiones, los debates se arman alrededor de cuestiones parciales en el tiempo o en el espacio, con una visión local y cortoplacista, sin observar el conjunto enorme de elementos, factores, causas, consecuencias, etc. El cambio climático representa sólo la punta del iceberg de la huella que el ser humano produce en el planeta.

En primer lugar, la modificación de los gases que componen la atmósfera es presentada como prueba del cambio antropogénico de la atmósfera. El aumento de la concentración de CO₂ en la atmósfera tiene el mayor impacto en los biomas donde el crecimiento de las plantas está más limitado por la disponibilidad de agua y donde hay una mezcla de especies con diferentes vías fotosintéticas y bioquímicas. Las principales fuentes de nitrógeno oxidado (NO_x) son los vehículos y las centrales eléctricas que queman combustibles fósiles (Veblen, T.T. et al. 2007). El aumento de los gases de efecto invernadero se asume consecuencia de la quema de combustibles fósiles. Existe el consenso de que los climas globales y regionales manifiestan los efectos del aumento de los gases de efecto invernadero.

En segundo lugar, la destrucción de la vegetación por quema, roturación, uso ganadero, utilización maderera o extracción primaria presenta un importante problema, al derivar a la atmósfera y litosfera el carbono y la humedad que normalmente estarían presente en un ciclo de limpieza y regulación climática. Además esto tiene importantísimos y casi desconocidos efectos en los bioclimas: la deforestación a gran escala de la Amazonía afecta al clima del resto de Suramérica y del Mundo, pero se desconocen los detalles de ese impacto. La modificación de las estructuras bioclimáticas y los servicios ecosistémicos interactúan de forma compleja con el cambio climático. La destrucción de la biodiversidad y los equilibrios bioclimáticos son un fenomenal evento, con muchos factores, forzamientos y motores entre los que se encuentra el cambio climático. El desequilibrio bioclimático es la mayor amenaza actual para la vida y la actividad humana en el planeta. Es por ello que debemos hablar de cambio en las condiciones ambientales, más que cambio climático. Como impulsor del cambio ambiental, el cambio climático es una consecuencia de factores tanto naturales como antropogénicos. La variación climática a escala anual y decadal en Suramérica está relacionada con las variaciones en los generadores de cambio climático a gran escala: los cambios en las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico tropical y Atlántico, que son relacionados con eventos climáticos a nivel regional y mundial tales como la repetición de los ciclos ENOS-+ en períodos más cortos, los cambios en la estacionalidad de los monzones, y en último término de las condiciones hidrológicas, agroecológicas y geomorfológicas (Veblen, T.T. et al. (Eds.) 2007), (Vimeux, F. et al. 2009), (Rivas Martínez, S. 2010).

La práctica totalidad de los estudios científicos que se publican en la actualidad establecen la

tendencia del clima mundial al calentamiento desde 1850. Este calentamiento se ha acelerado de forma exponencial durante los últimos 25 años. Las causas de este calentamiento parecen ser variadas, incluidos los ciclos naturales que hemos visto hasta ahora; sin embargo existe cierto consenso en que la actividad antrópica, en especial el aumento de las emisiones de efecto invernadero, es responsable al menos de parte de este calentamiento. Los efectos locales del calentamiento del clima global son muchos, pero a escala humana es importante el aumento de los eventos climáticos como el ENSO y los cambios en la distribución y estacionalidad de las precipitaciones. Las variaciones bruscas de la temperatura y aumento de la magnitud y frecuencia de los eventos climáticos/meteorológicos conllevan una enorme cantidad de consecuencias en las sociedades, la bioclimatología y geomorfología.

Estas consecuencias pueden no ser siempre las más obvias y sólo un estudio científico profundo y profesional podría establecer escenarios futuros más allá de las tendencias generales.

Los Andes tropicales separan la circulación atmosférica de bajo nivel, produciendo un acusado gradiente climático Este-Oeste. Al Este de los Andes el Atlántico tropical y la retroalimentación de la evapotranspiración en la Amazonía producen gran humedad y alta precipitación. En los Andes del Ecuador la estacionalidad en las precipitaciones es bimodal, de marzo a mayo y de septiembre a noviembre. Se ha interpretado un posible calentamiento de hasta 5-6°C en los Andes para finales de siglo. Los cambios futuros en la cantidad de precipitaciones o la estacionalidad son mucho más difíciles de interpretar, ya que existen simulaciones que ofrecen todo tipo de resultados en función de la cubierta vegetal Amazónica y otros factores, como la permanencia de las masas de aire en los lugares actuales o un movimiento estacional exagerado (Vuille, M. 2013).

Las simulaciones climáticas de Suramérica de Marengo (Marengo, J.A. et al. 2011, 2018), (Zaninelli, P.G. et al. 2018) para verano e invierno entre 2011 y 2100 proyectaron el debilitamiento de la circulación tropical y el fortalecimiento de la circulación subtropical, un calentamiento de 4-6°C, la disminución de hasta el 40% de las precipitaciones en la Amazonía y el Noreste de Brasil, el aumento de la precipitaciones en la costa Norte de Perú y Ecuador y el Sureste de Suramérica hasta un 30% y una concentración de CO₂ de 638ppm. Estos valores

coinciden con los extremos registrados en los peores años de sequía/ inundaciones relacionados con ENOS+/- y se relacionan con las modificaciones en la intensidad de estos eventos en el futuro. El calentamiento de 3°C pronosticado para 2050 está asociado a la inversión del ciclo del carbono en la Amazonía y la liberación de CO₂ por parte de la vegetación y el suelo que llevarían potencialmente a 900ppm y un aumento adicional de 1,5°C en la temperatura global. La desaparición del bosque en la modelización de Marengo se relaciona con la modificación del patrón de precipitación y estacionalidad durante el calentamiento. La circulación general atmosférica a gran escala temporal y espacial es origen de importantes incertidumbres, así como la modificación de los patrones en la precipitación en los Andes (Marengo, J.A. et al. 2011). En la actualidad la concentración de CO₂ es de 410ppm, con un aumento anual de 2,1ppm (NOAA, 2018).

IV-2-2- Análisis del las tendencias climáticas

Aunque existen muchos registros y datos del clima actual, no están disponibles para el trabajo especializado o se encuentran en bruto, siendo muy difíciles de utilizar de primera mano (Future Water,2013), en especial cuando se pretenden trasladar los datos actuales a otros momentos temporales. A estos datos se añade la teledetección remota y los registros paleoclimáticos, para obtener una imagen completa del clima regional y su evolución. Es de rigor la adaptación de los factores y elementos climáticos y la observación del clima a una escala adecuada a nuestra área de estudio. La variabilidad en las temperaturas a lo largo del Pleistoceno y Holoceno y sus tendencias pueden ser estudiadas basándonos en las actuales. La variabilidad hidrológica y pluviométrica de las laderas orientales de los andes ecuatoriales está muy mal documentada. Algunos intentos se han hecho por parte de Laraque (Laraque, A. et al. 2006) o Future Water (Future Water, 2013). Sin embargo la mayoría de los estudios son muy parciales y no incluyen variables bioclimáticas ni geomorfológicas, están hechos sin una definición clara de los objetivos o no se explican correctamente. Estableceremos un escenario de máximo glacial, tal y como pudo ser el Último Máximo Glacial, sirviéndonos de los datos transformados y la bibliografía que nos sugería datos de temperatura y dataciones del UMG y eventos similares. De ese modo conoceremos una aproximación climática de esa fase y de su transformación en la actual, comprobando ya cómo pudo ir cambiando el paisaje la acción

morfoclimática en el relieve.

IV-2-2-1- Metodología y Métodos de interpolación

La base de datos principal, en la que los atributos climáticos se habían ido ingresando y calculando para el clima actual, fue transformada para representar los atributos propios del clima glacial como el Último Máximo Glacial o un Máximo Glacial típico, de acuerdo a la bibliografía y los estudios que se referían principalmente a la diferencia de las Temperaturas Medias anuales y de Sumatorio Anual de Precipitación. La variación de la temperatura y de la precipitación se basa en los múltiples estudios que han definido una disminución de hasta 5°C en la Amazonía y más de 12°C a más de 4500msnm, modulados estos datos con varias fuentes y basando esta modificación en un gradiente térmico adaptado, (Bradley, R.S. et al. 1985), (Stute, M. et al. 1995), (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Argollo, J. & Mourguiart (Eds.) 1995), (Thompson, L.G. et al. 2000), (Uriarte Cantolla, A. 2003), (Laraque, A. et al. 2006), (Vimeux, F. 2009), (Cook, K.H. 2009), (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010), (Apaéstegui, J. et al. 2014).

Los datos transformados de temperatura y precipitación fueron incluidos en una base de datos del mismo modo que los datos climáticos actuales. Así pudieron relacionarse las tablas para conseguir determinar el clima durante un período glacial y establecerse algunos Índices bioclimáticos que serían de ayuda posteriormente.

Una vez tratadas las tablas de temperaturas y precipitaciones, se realizó la interpolación espacial de las variables climáticas. Las capas obtenidas mediante interpolación espacial de temperatura y precipitaciones fueron comparadas y superpuestas mediante georreferencia sobre las bases cartográficas nacionales apropiadamente modificadas; las estaciones georreferenciadas sobre una capa correspondiente al DEM fueron sometidas a los procedimientos y algoritmos de interpolación propios de los SIG en entorno ArcGIS en ArcMap y ArcCatalog: *kriging*, *IDW*, *spline* y *topo to raster* en el módulo de interpolación ráster (Fig. 96). El proyecto así configurado permite su adecuación cartográfica temporal en función de la modificación de algunos parámetros de la base de datos, el procesamiento, la modelización y la creación de una Infraestructura de datos espaciales (Dobesch, H. et al.

2007), (Valero Garcés, B. et al. 2014). Del mismo modo se procedió a la representación altitudinal de los climas, la realización de procesamientos de cercanía y proximidad tipo Thiessen y su confrontación con las características climáticas y del relieve obtenidas con los climogramas. La tabla de datos quedó preparada de igual manera que la relativa al clima actual, con los índices bioclimáticos preparados para un posterior procesamiento.

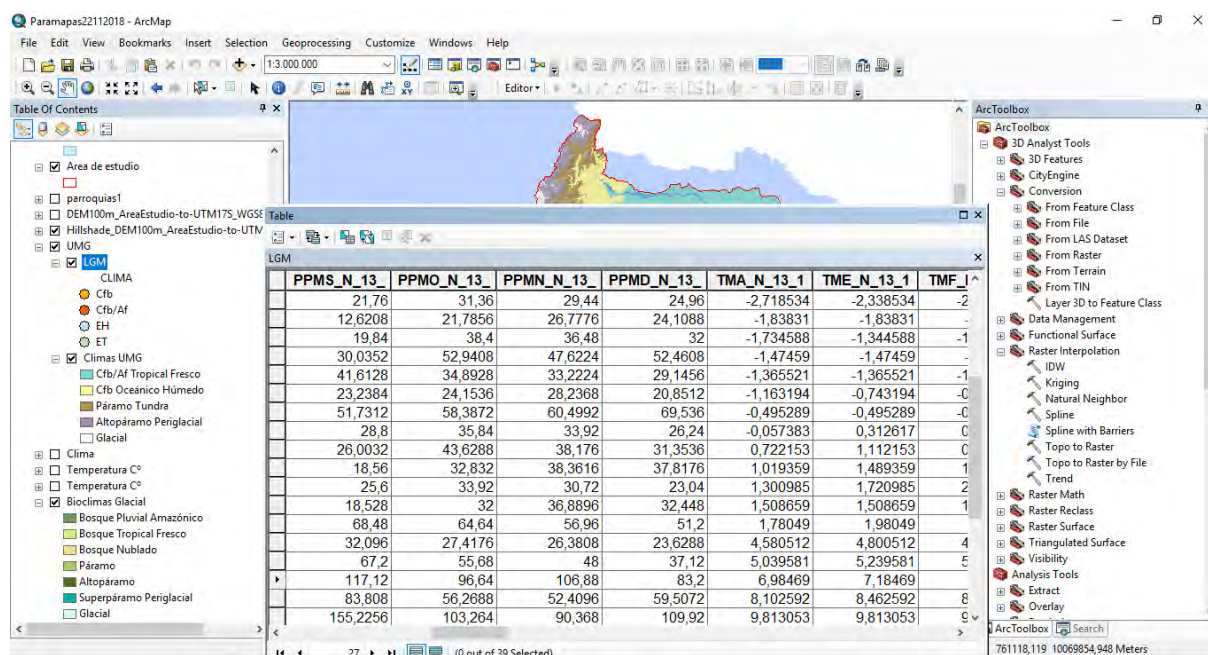


Fig. 96: Proyecto ArcGIS

Consideramos que las temperaturas se habrían reducido hasta 5°C en la llanura Amazónica por debajo de los 250msnm, manteniendo un gradiente hasta su entrada en la rugosidad Andina. Un vez allí se acelera la pérdida de temperaturas en el gradiente con la altitud hasta establecer 15°C de reducción a partir de los 4500msnm. Se reprodujo la precipitación para una reducción máxima del 30%, como mínimo bajo el cual se podrían reproducir las condiciones de la sabana; dado que un aumento de las precipitaciones abundaría en el establecimiento de los climas tropicales, y no los característicos de, por ejemplo, el UMG. Esto fue así para contrastar mejor las múltiples variaciones de la Teoría de los Refugios Pleistocénicos, que veremos más adelante, pero las columnas de atributos relacionadas con las precipitaciones pueden modularse fácilmente para cualquier situación.

Una vez realizada la transformación contábamos con dos bases de datos bioclimáticas, una referida a la actualidad y otra a una aproximación a un Máximo Glacial Tipo (Fig. 97).

LGM															
IN_ARIDE_4	IN_ARIDE_5	IN_ARIDE_6	IN_ARIDE_7	IN_ARIDE_8	IN_ARIDE_9	IN_ARIDE_10	IN_ARIDE_11	IN_ARIDE_12	IOD2_N_13	IN_ESTACIO	N_NDICE	ETR_TURC_N	IN_CONCENT	IOD3_N_13	CLIMA
-159.509002	-86.988635	-53.17721	-41.257791	-37.859111	-66.25757	-118.016273	-122.633665	-117.15038	-2.2216	0.6007	1050.69	300.863466	5.074313	-2.402237	EH
31.817522	35.05027	37.257518	29.984753	27.785265	27.314753	22.426702	21.061797	19.042031	6.88375	0.3489	36.8127	290.671812	3.6821	7.455498	ET
45.600265	31.897264	29.136786	18.211666	17.114465	28.554083	35.102629	30.685372	23.388913	18.063234	0.4794	36.8823	242.031658	4.503247	19.731201	ET
45.291254	37.623706	30.036236	18.08447	15.348443	19.319019	33.386161	38.464534	33.833308	18.60415	0.4835	36.268	249.17132	4.589682	11.178139	ET
47.506649	35.883596	21.505326	13.342715	13.569879	21.152285	34.471225	39.047009	39.225268	16.912593	0.6058	38.7399	244.047329	5.428217	20.758148	ET
60.803208	42.827455	27.96183	18.323498	17.445867	30.406718	47.978212	41.263347	33.859712	32.174813	0.5922	43.7519	254.340493	4.715123	38.897583	ET
50.411625	55.604156	51.846163	41.17951	34.554313	33.855454	31.345224	34.871707	26.127125	-26.319765	0.3818	41.4645	215.120338	3.585354	-27.785557	EH
50.07401	43.299769	41.789625	33.93494	31.286139	36.140736	42.278208	38.210331	29.895705	-644.784837	0.2989	44.8535	239.847769	4.327279	-662.211455	EH
81.931268	52.017463	34.430517	20.44753	14.604034	18.556157	32.031014	39.37087	35.446777	-9.58489	0.7485	42.3892	204.31792	3.435741	-10.33014	EH
89.12116	34.111741	23.073873	13.214369	16.481967	30.307768	55.149884	50.576449	43.855857	-8.359333	0.7099	43.5418	209.141181	5.534166	-9.990845	EH
75.160028	51.464417	44.477865	31.890295	27.767184	38.818843	48.485885	44.373737	38.590647	-8.012211	0.5901	44.2834	196.120812	4.459876	-10.17828	EH
51.731975	56.208781	87.37336	77.137725	66.591613	55.063545	43.275787	38.598638	28.481582	10.219104	0	0	377.767805	3.873495	10.846125	ET
52.427104	62.151639	87.923671	77.273212	64.265154	58.428156	35.987863	33.201116	38.038775	9.842529	0.4946	79.9994	464.515785	3.602457	9.930156	ET
95.734342	76.346746	39.318768	19.41348	18.159075	39.655269	72.671127	84.686858	66.199967	-3.569666	0.6884	53.435	173.749635	5.20886	-4.869676	EH
92.25466	69.841849	46.717378	29.601485	24.187458	42.276254	74.571191	67.03124	73.841563	-20.249696	0.5179	67.2335	237.837479	5.060304	-24.108396	EH
71.788091	75.425971	116.456632	93.490847	75.025715	57.832508	48.493207	46.171724	40.505881	-33.789313	0.5333	69.9037	241.792298	3.269389	-34.506988	EH
138.649005	52.486205	62.917736	25.408033	35.757425	14.675329	68.393605	57.30497	66.531809	-3.334904	0.6916	55.2104	167.717856	4.523331	-4.207355	EH
81.247235	81.90565	93.450513	62.847879	64.316648	67.350712	66.06972	55.958085	49.722579	12.046715	0	0	714.009177	3.705856	12.346625	Ctb
71.918956	84.617576	83.803127	90.348875	76.242118	71.578828	64.745267	55.659016	50.858866	46.616389	0	0	320.246003	4.122196	47.739676	ET
97.297743	86.469523	77.806623	64.219992	48.458851	64.899381	79.056362	79.313039	69.097465	10.702858	0	0	1035.714778	4.545351	11.263482	Ctb/AT
94.281789	94.079884	100.452156	82.968408	49.097134	67.401387	79.74354	61.081519	53.998989	10.219177	0	0	953.564864	3.891327	10.769228	Ctb/AT
98.379154	97.544589	84.911703	70.762264	52.340988	68.821887	78.471231	80.498866	71.810189	10.795494	0	0	1034.20891	4.141326	11.586601	Ctb/AT
135.414377	85.515164	46.777788	20.127807	22.914155	57.268039	95.769803	100.962705	75.932823	-4.40683	0.6808	64.2703	175.413825	5.142497	-7.240465	EH
132.089559	97.885417	47.593849	26.485362	16.67628	60.278458	58.856239	86.895677	101.158192	-4.05273	0.6961	68.4417	183.431585	4.96145	-5.765506	EH
117.984092	99.660805	112.99096	99.981027	75.455573	83.237538	66.706972	73.77526	57.428843	18.397382	0	0	467.127723	3.421743	19.471159	ET
101.592386	114.472243	82.248391	76.955858	74.475236	65.312285	73.715686	76.382164	87.791411	-148.711196	0.3389	96.3412	272.484785	3.759132	-160.53258	EH
127.560082	112.27359	110.320234	82.692081	70.306027	78.755772	86.598794	82.322127	64.357189	-8.71696	0.3434	71.2204	163.977302	3.675096	4.5945	EH
107.972454	112.972794	155.518321	142.021279	120.124443	94.014141	62.5441	54.732402	66.574292	15.415691	0.5301	153.287	567.678559	3.457901	16.111193	ET
147.840028	96.325144	104.819518	57.910513	24.474401	69.564937	134.645585	108.856375	100.242463	-9.551241	0.4954	89.7574	191.843596	4.790927	-11.03156	EH
123.791513	127.840768	138.727307	126.167273	86.228789	86.301602	85.686266	88.246489	80.639782	15.101744	0	0	903.242321	3.364074	15.738644	Ctb
122.046686	100.639429	126.384235	107.080298	93.491747	97.985749	98.697074	96.400145	91.819112	0.1742	0.1742	178.842	789.558325	4.149975	18.845395	Ctb
127.885653	127.034982	140.980017	123.935302	86.806375	92.656484	97.298489	89.604923	82.946972	15.360856	0	0	937.854408	3.556068	16.007111	Ctb
131.787699	136.071475	160.121781	127.127257	103.899393	109.434429	105.768076	102.942551	103.740573	22.128411	0	0	684.403147	3.82119	22.745592	Ctb
144.842002	129.255291	146.123785	123.948781	101.853306	110.422315	115.369616	112.244449	110.185161	21.435378	0.2088	201.735	753.868862	3.997287	21.796243	EH
145.004347	138.216737	184.84115	153.744741	114.689052	103.551446	95.255479	113.328836	84.252549	-15.508309	0.3716	102.086	182.459653	3.459775	-9.345243	EH
143.390884	139.260124	154.959852	131.396951	101.712369	110.648012	117.8913	119.492077	115.107361	22.869862	0	0	715.720196	3.986689	22.933453	Ctb
132.181587	130.238591	183.392138	151.493755	127.770422	93.420576	86.035293	100.696428	108.25258	-6.468878	0.314	81.4796	124.243468	3.814621	-7.140785	EH
428.857207	361.710557	213.74693	149.102751	119.093778	236.398971	337.869586	279.673906	280.200486	-6.002037	0.4772	137.333	95.453206	4.725552	-7.244686	EH

Fig. 97: Base de datos para el UMG

El gradiente térmico altitudinal del UMG, determinado de igual manera que el actual a partir de la modificación de las temperaturas medias (Fig. 98) resulta muy acusado a partir de los 500msnm y se modera al aproximarse a los 2600msnm.

Gradiente UMG

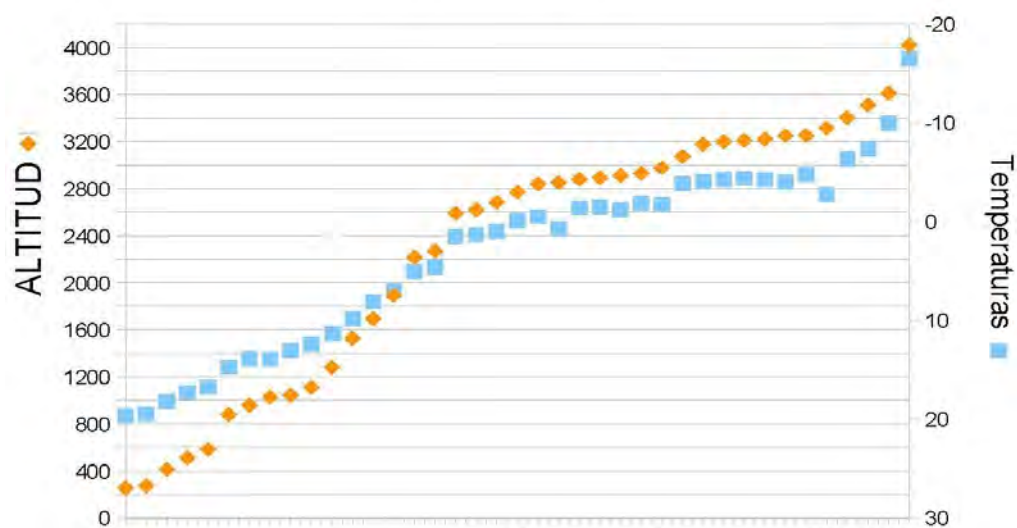


Fig. 98: Gradiente térmico en el UMG

Vuelve a aumentar hacia los 3000msnm. Estas variaciones permiten señalar que el inicio del aumento acelerado del gradiente habría descendido con respecto a la actualidad: hacía frío antes y la temperatura descendía más rápido con la altitud. Hoy en día, el gradiente se mantiene suavemente y asciende bruscamente en los 3400msnm. Las temperaturas fueron modificadas en proporción a la curva del gradiente térmico, que en todo caso era muy similar a lo establecido en la bibliografía para estos períodos. La progresión lineal del gradiente térmico con relación a la altura demuestra una inclinación mucho mayor, en lógica con el establecimiento de temperaturas hasta tres veces menores a partir de los 4500msnm que las que habría en la llanura.

Resulta evidente que la transformación climática hecha hasta ahora puede encontrarse con problemas a la hora de replicar ciertos índices bioclimáticos. La replicación de estos climas no tenía tanto un interés en cartografiarlos, sino de encontrar los tipos climáticos que habrían dominado el área de estudio durante un período glacial. La transformación a este clima ofreció una gran cantidad de material de trabajo, ya que podríamos analizar las Precipitaciones y Temperaturas y sus variaciones modulando los atributos y permitiendo la representación visual necesaria a cada caso. Pudo visualizarse de este modo el ascenso y descenso altitudinal durante los ciclos climáticos.

Para ello se realizaron primero los diagramas climáticos y sus detalles ombrotérmicos, que establecieron los tipos climáticos. Después se realizaron las cartografías más adecuadas, sobre las que se extendió el estudio.

IV-2-2-2- La tipología de climas en el Último Máximo Glacial: climogramas

Para la representación gráfica de los resultados climáticos se establecieron una serie de diagramas climáticos y ombrotérmicos a partir de los resultados estadísticos ofrecidos por la transformación de temperaturas y precipitaciones de acuerdo al modelo (Fig. 99).

La transformación de los climogramas y diagramas ombrotérmicos actuales a los pasados es una buena forma de entender cómo eran esos climas y permite obtener datos suficientes como para realizar con garantía de veracidad un posterior análisis bioclimático.

Los climas en estas condiciones dadas se agrupan en climas más áridos y fríos,

fundamentalmente EH y ET en las cumbres pero con un descenso muy acusado de las temperaturas desde los 3000msnm. Por debajo de los 3000 y hasta los 1600-1700 se establecía el clima característico ET, que define el páramo, pero con los climas Cfb más húmedos y frescos desde los 2400 permitiendo el bosque nublado. Las condiciones de bosque nublado perpetuo parecen haber reinado entre los 1200 y la Llanura Amazónica a los 500 metros. La Llanura Amazónica estaba invadida por un clima Amazónico hiperhúmedo y fresco.

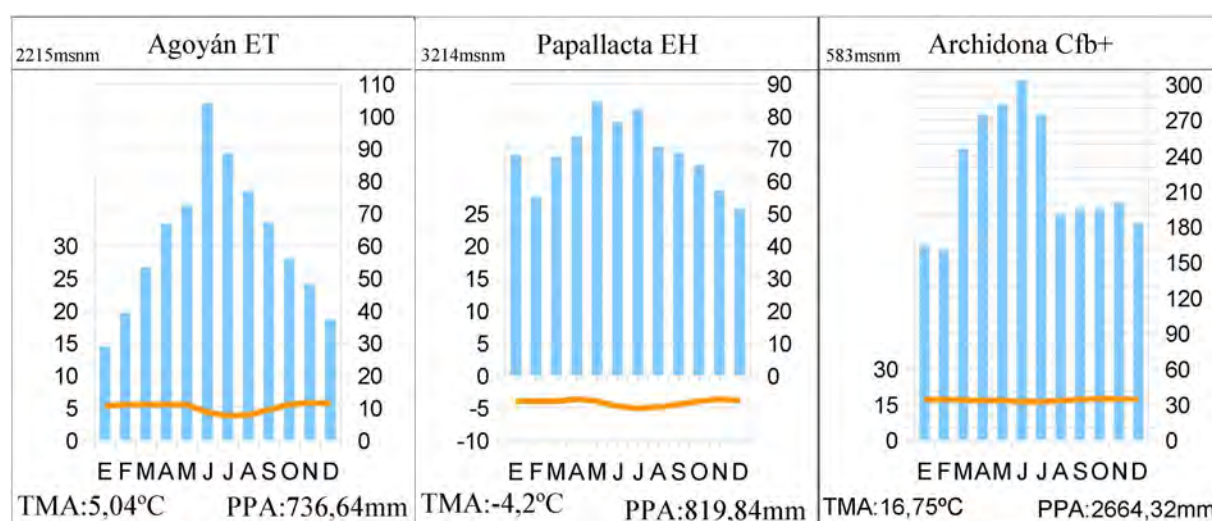


Fig. 99: Diagramas tipo

Un clima dedicado a la selva tropical Af tal y como la conocemos hoy día no parece aplicable en las cuencas altas del Amazonas ecuatorial durante la glaciación, sino uno bastante más frío, pero con aún abundantes precipitaciones. Las condiciones húmedas continuaron siendo reinantes en un ambiente como este, y nunca parecen encontrarse las condiciones para una sabanización climática.

IV-2-2-2-A- Cfb Templado de Media Montaña Ecuatorial

El clima Cbf (Fig. 100) sin apenas oscilación térmica anual, unimodal y bimodal en la llanura se encuentra por debajo de los 1700msnm y hasta los 200 durante un máximo glacial como el UMG. Es un clima muy común en la Amazonía occidental durante los períodos glaciales y puede que el más duradero en el tiempo en la superficie Mera-Upano y el frente de Erosión del Megacono del Pastaza. Las Precipitaciones superarían con facilidad los 2000mm al año y

las temperaturas se encuentran entre los 10 y los 18°C.

El Clima Cfb+ hace referencia a este clima con características hiperhúmedas, que da lugar a un conjunto climático diferenciado. Esto es así porque en realidad no hay un clima Cfb que en la actualidad reciba tal cantidad de lluvias.

IV-2-2-2-B- Cfb/Af, clima transicional del UMG

El clima Cfb+ (Fig. 100) identifica un Clima Oceánico Hiperhúmedo Ecuatorial que se funde con la Llanura Amazónica por debajo de los 500 metros durante un Máximo Glacial. Si la temperatura aumentara por encima de los 18°C ya se podría considerar Af, por lo que es una transición entre ellos (Cfb/Af). Se trata de un clima Hiperoceánico con muy altas precipitaciones y temperaturas medias que varían entre 10 y 18°C sin apenas oscilación térmica. Está relacionado con un bioclima lo más parecido a del bosque húmedo/nublado ecuatorial (una especie de laurisilva Canaria sin aridez). Este clima se encuentra reducido en la actualidad a las bandas altitudinales del bosque nublado aunque durante las glaciaciones es el clima más habitual de las llanuras Amazónicas occidentales. La transición con un bosque más cálido y seco con clima Af no parece producirse en la localización del llamado “Refugio Napo” Pleistocénico que corresponde con el área amazónica en el presente estudio.

Se podría inferir que era el bosque nublado y no la sabana el bioclima que ocupaba la Amazonía occidental ecuatorial durante los períodos glaciales. La especiación selvática y distribución de mucha vegetación propia de otras altitudes tenderá a introducirse en la llanura. Las cuencas en estos periodos no deberían estar tan desarrolladas y la red hídrica sería menos tupida pero más incidida en sus cauces. Este clima sustituye en su mayor parte al Af hiperhúmedo que se da en los interglaciales en las mesas y conos al cobijo de los Andes.

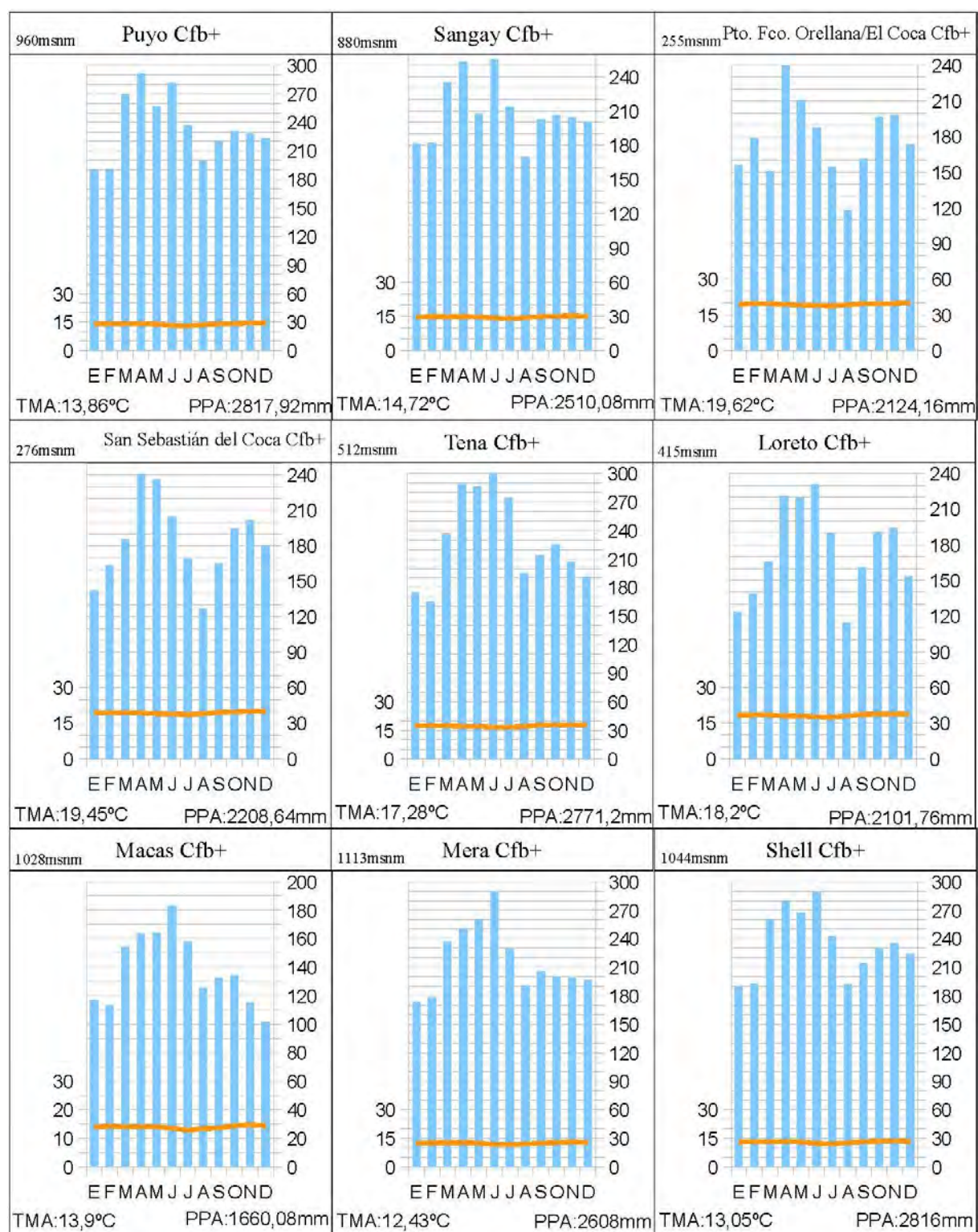


Fig. 100: Diagramas Cfb+

IV-2-2-2-C- ET, Tundra o de Páramo

El clima adecuado para la formación climática del llamado Páramo ET es correspondiente a una tundra fresca (asimilada al páramo) que habría quedado establecida entre los 1.600-1700 y 2850-3.000msnm (Fig. 101). Esto coincide con las especulaciones y suposiciones de la mayoría de las investigaciones compiladas (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011) Cabe preguntarse sin embargo cómo influía la apertura del valle del Pastaza al conjunto interior de los valles del Chambo y del Patate. El área de Páramo efectivo en la Gran Avenida Andina se habría reducido mucho ya que gran parte de los Andes se encuentran por encima de los 3000. Las precipitaciones podrían ser abundantes en las laderas Orientales y más reducidas al interior o sotavento >300mm; su estacionalidad podría aumentar; aunque no parece encontrarse aridez. Las temperaturas se mantienen suavemente entre los 0 y los 10°C sin apenas variación estacional. Puede suponerse abundancia forestal en las zonas más bajas y expuestas a las lluvias. La incidencia de la incisión del Pastaza en el encajonamiento estacional de los vientos hace que algunas lluvias puedan superar los 2000mm. El movimiento de las ZCIT se produciría previsiblemente más al Norte y con menos lluvias, pero en todo caso se podrían notar los dos pasos de frentes Atlánticos.

El Alto Páramo, con condiciones periglaciales podría oscilar entre los 3000-3200 hasta los 3600msnm. La oscilación térmica diaria en torno a los 0°C podría suponer un alto páramo muy extendido, en especial a sotavento de los posibles frentes, y siempre y cuando los casquetes glaciales no se extendieran mucho. El interior de la cuenca Andina mantendría estas condiciones junto con estrechos pasillos de páramo donde podrían producirse lagos. Las precipitaciones no son muy elevadas en el interior (300-400mm), pero pueden llegar a los 2000mm en las vertientes orientales. La situación del páramo y alto páramo y sus límites altitudinales ha sido objeto de debates sobre los que este estudio puede ofrecer algunas luces.

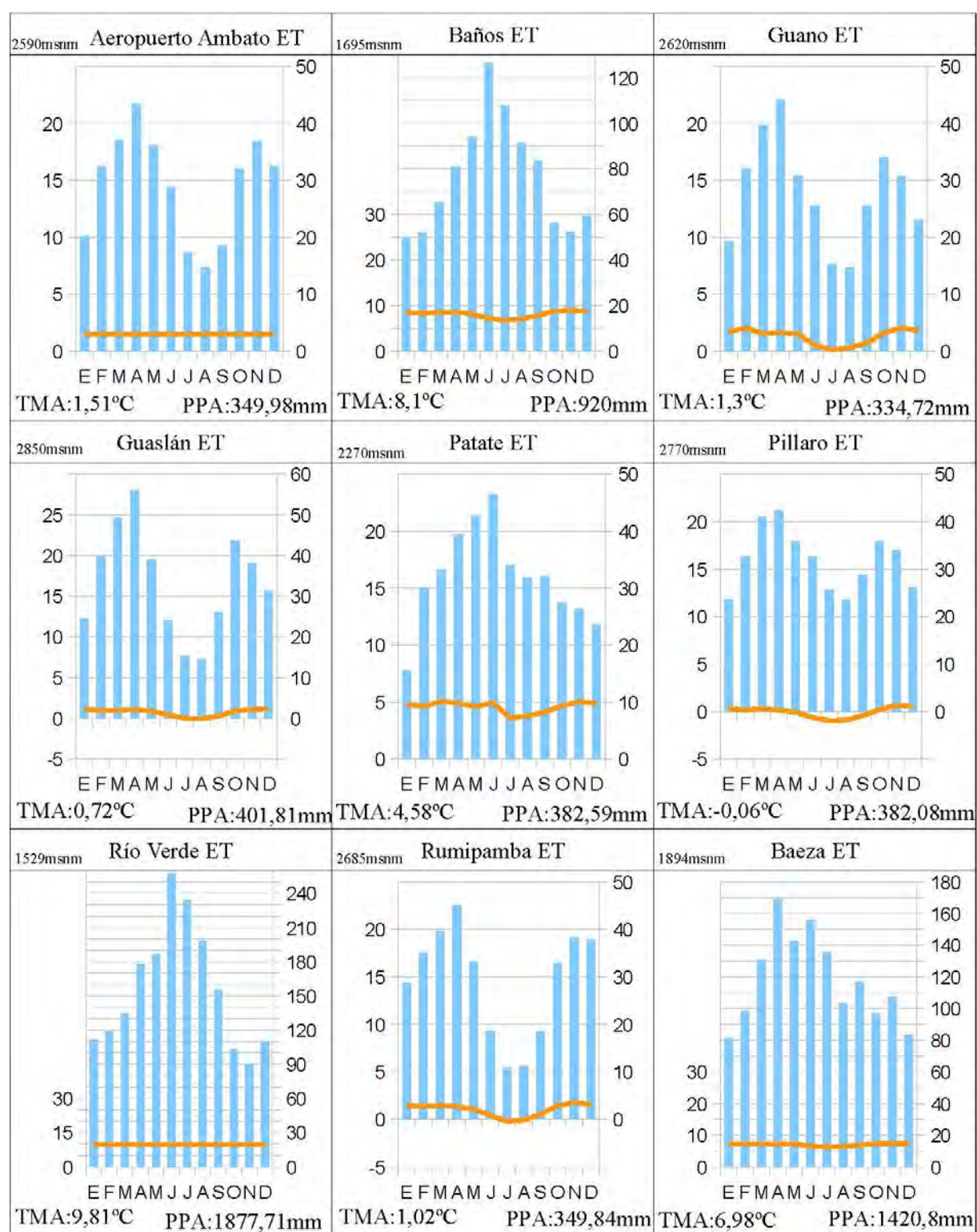


Fig. 101: Diagrama ET

IV-2-2-2-D- EH, Glacial

El clima EH de características glaciales quedaba establecido potencialmente en los 3.200msnm (Fig. 102 y 103). La isoterma de 0° se mantendría alrededor de los 2.850msnm, lo que es un indicador de que los hielos podrían haberse establecido desde esa altitud hasta los más probables 3.200. Pueden encontrarse las huellas evidentes de los glaciares hasta los 3600msnm y existen múltiples señales de morrenas y morfología glacial sin datar hasta los 3200msnm ((San Juan, 3220msnm (1°38'20.13"S, 78°46'36.35"O)) donde las morrenas son cortadas por los megaderrumbes del Chimborazo o las incisiones demuestran el cambio de morfoclima. El hielo ha debido cubrir casi por completo los Andes Ecuatoriales a partir de los 3600msnm, rodeado de páramo altoandino durante la mayor parte del Cuaternario.

Aunque la isoterma de 0°C se encuentre potencialmente a partir de esa altitud tan baja, existen también algunas particularidades importantes en la zonificación del glaciario. A estas altitudes incluso en la actualidad la oscilación térmica diaria es muy elevada, y puede alcanzar valores superiores a los 20°C. Los ambiente glaciales a estas altitudes durante las etapas de glaciario estarían muy influidos por la humedad que pudiera llegar hasta ellos, la orientación con respecto a la radiación diaria, la nubosidad, el albedo y la actividad volcánica. Sólo un trabajo de campo exhaustivo podría interpretar las líneas de nieve y hielo y el alcance real de los glaciares. En el ámbito periglacial podrían observarse, entre otros, los ciclos de hielo y deshielo propios del periglaciario más acusado, su actividad morfogenética y la adaptación extremófila de animales y plantas a estos ambientes.

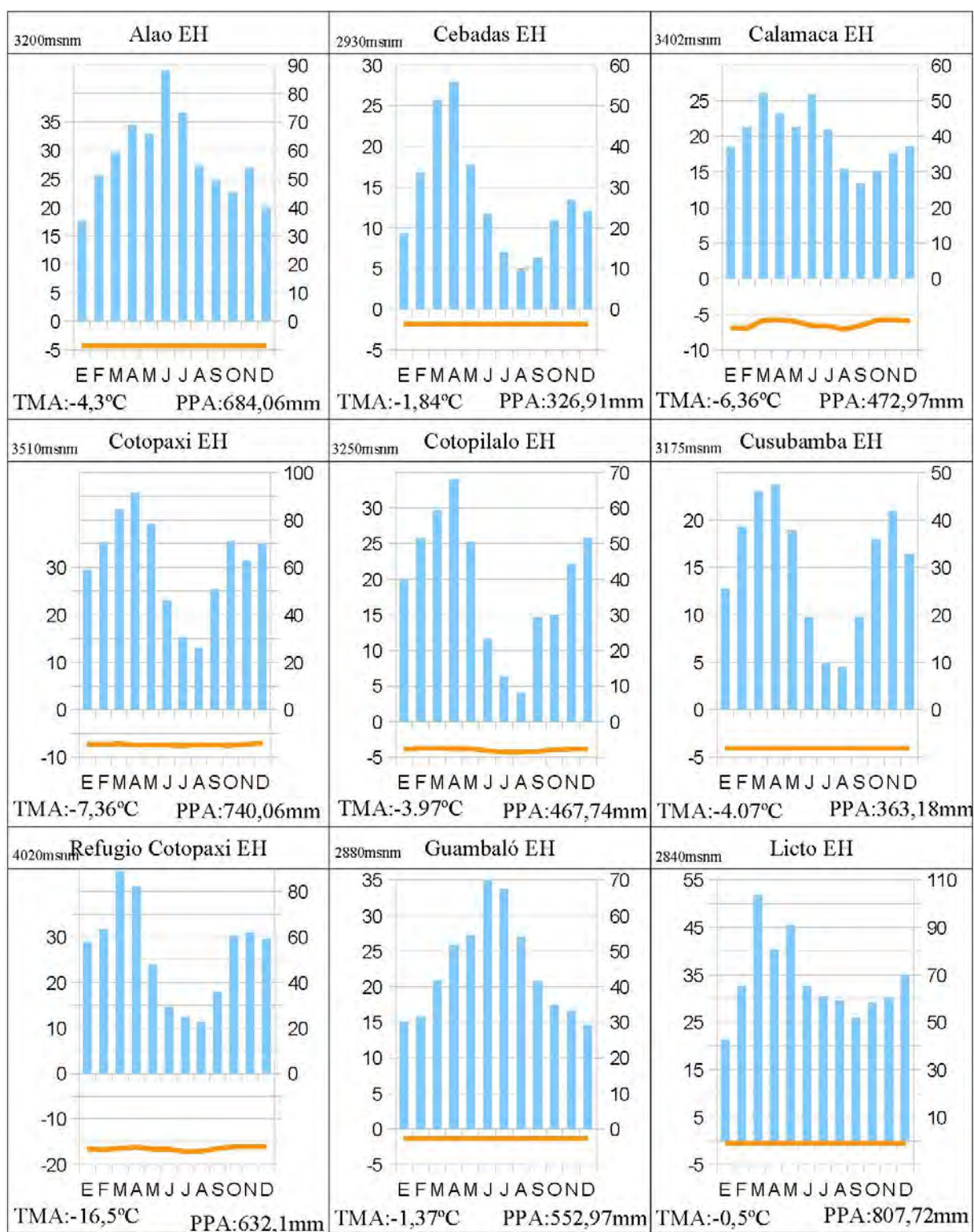


Fig. 102: Diagramas EH (1)

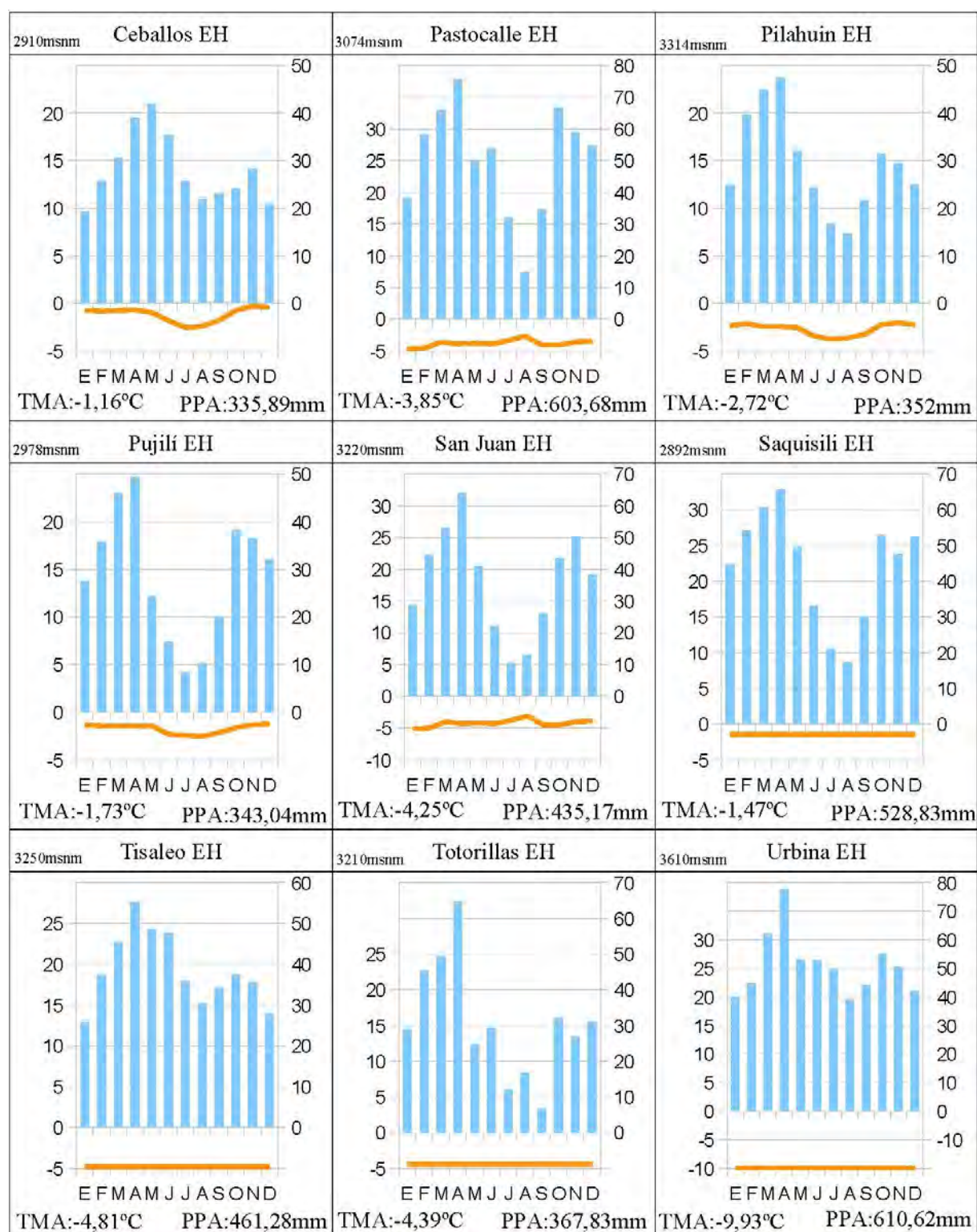


Fig. 103: Diagramas EH (2)

IV-2-2-3- La representación espacial: cartografía

IV-2-2-3-A- Las características y distribución de las precipitaciones durante el UMG

La descripción de la distribución de las precipitaciones es un reto por la diversidad de opiniones relacionadas. Se realizaron varios mapas de las distintas variantes que se proponían en la bibliografía, tal como se abordó en el apartado sobre el clima sobre el UMG: con un aumento de la precipitación de hasta un 25% de aumento y reducción en la llanura y los Andes, respectivamente, y combinaciones entre máxima y mínima precipitación, según bibliografía. Para la cartografía presentada se estableció una disminución de hasta un 25% en todos los casos. De este modo podríamos comprobar la teoría de la sabanización y los refugios forestales pleistocénicos y también comprobar la capacidad de innivación por debajo de la isoterma de 0°C. Sabíamos que las precipitaciones se habían estacionalizado, pero sólo el estudio del índice de estacionalidad y en todo caso la termicidad y la ombrotermia podrían indicarnos alguna pista a este respecto. La cuestión de mayor o menor precipitación más al Norte o al Sur en función de la nueva posición de la ZCIT durante el UMG era complicada. Su efecto estacional sobre precipitaciones que en todo caso son muy elevadas no supondría una diferencia a la hora de establecer los climas más adelante, aunque podría modificar la situación en la llanura de los bioclimas calculados posteriormente. Esto se hace también con el fin de unificar los diagramas a los resultados de la cartografía. El resultado final es una distribución con las magnitudes de precipitación por cada píxel reducidas un 25 y 30% (Fig. 104). Lo representamos mediante el procesamiento kriging, que permite observar las dinámicas en la práctica idénticas a la distribución actual. Las estaciones más cercanas al recinto acotado por la cordillera Oriental, el Levantamiento Napo y la Cordillera del Cutucú mantienen unas precipitaciones muy elevadas, por encima de los 2500mm. Las áreas de menor precipitación tienen mayor extensión en el interior de los Andes que en la actualidad y estas son menores a la actualidad. La posición del área de mayor precipitación al Norte o al Sur de la actual debería no ser capaz de mover el foco de las precipitaciones de esta zona, en función de los cambios en la dinámica de llegada de los frentes asociados a la ZCIT. Si este foco varió, las precipitaciones podrían tener una distribución distinta, con incidencia en el glaciario y (menos) en la bioclimatología.

Precipitaciones UMG

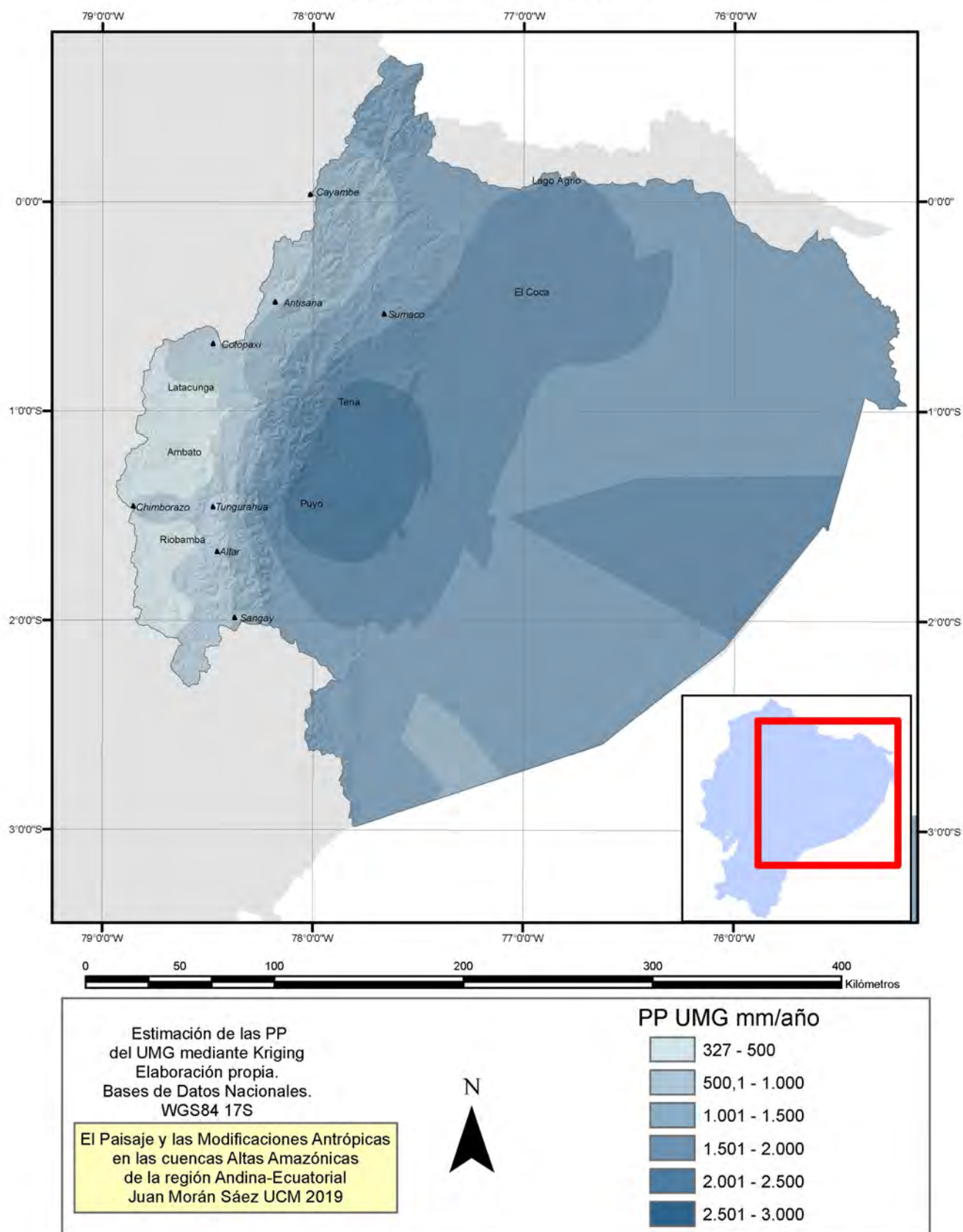


Fig. 104: Precipitación en el UMG

IV-2-2-3-B- Las características y distribución de las temperaturas durante el UMG

Una vez establecido el gradiente térmico de época glacial, cuyas principales características eran su mayor inclinación y disminución altitudinal de la isoterma de 0°C, se realizó el procesamiento *kriging* de las estaciones trasladadas al UMG con el parámetro TMA, Temperaturas Medias Anuales (Fig. 105) y se procedió a identificar espacialmente la isoterma de los 0°C. Se pudo comprobar cómo aparece invadiendo el interior de los Andes, en lo que es premonitorio de los climas y bioclimas que encontraremos por encima de cierta altitud. Como sabemos, la oscilación térmica diaria en las cumbres actuales es muy elevada, superando en ocasiones los 20°C. Es muy superior a la oscilación térmica referida al conjunto de las medias mensuales de todo el año. Aunque la Isoterma de 0° se sitúe con preferencia en los 2800-3000msnm, es mucho más probable que la oscilación térmica no permitiera la existencia de un clima propiamente glacial hasta una altura bastante superior. Un área muy grande del interior Andino podría encontrarse en condiciones tales que la isoterma de 0°C fuera cruzada sucesivas veces durante períodos de tiempo cortos, con lo que el Superpáramo Periglacial sustituiría a las condiciones frescas, con la frecuencia e intensidad de las nieves marcando el crecimiento del glaciario. Se puede identificar un área cálida en la Amazonía y el escalón Andino, con temperaturas rondando los 18°C. Una franja de isotermas muy juntas al ascender indica que el escalón Andino cambia con brusquedad su temperatura sobre la cordillera Oriental. El interior es frío o muy frío, con las temperaturas descendiendo con rapidez con la altitud, en especial bajo 0°C y hasta los -16°C. Las condiciones glaciales propicias para la construcción de largas lenguas de hielo tendrá que ver con la exposición a los vientos orientales y la situación de la isoterma de 0°C al Este de la Cordillera Oriental.

La estacionalidad de las precipitaciones podría ofrecer mayor variabilidad y caracterización. Este clima mantenido con características térmicas ecuatoriales no ofrece variación mensual digna de mención. Esto permite establecer con mayor seguridad la altitud a la que se establecen las distintas isotermas y proponer posteriormente climas y bioclimas más adecuados.

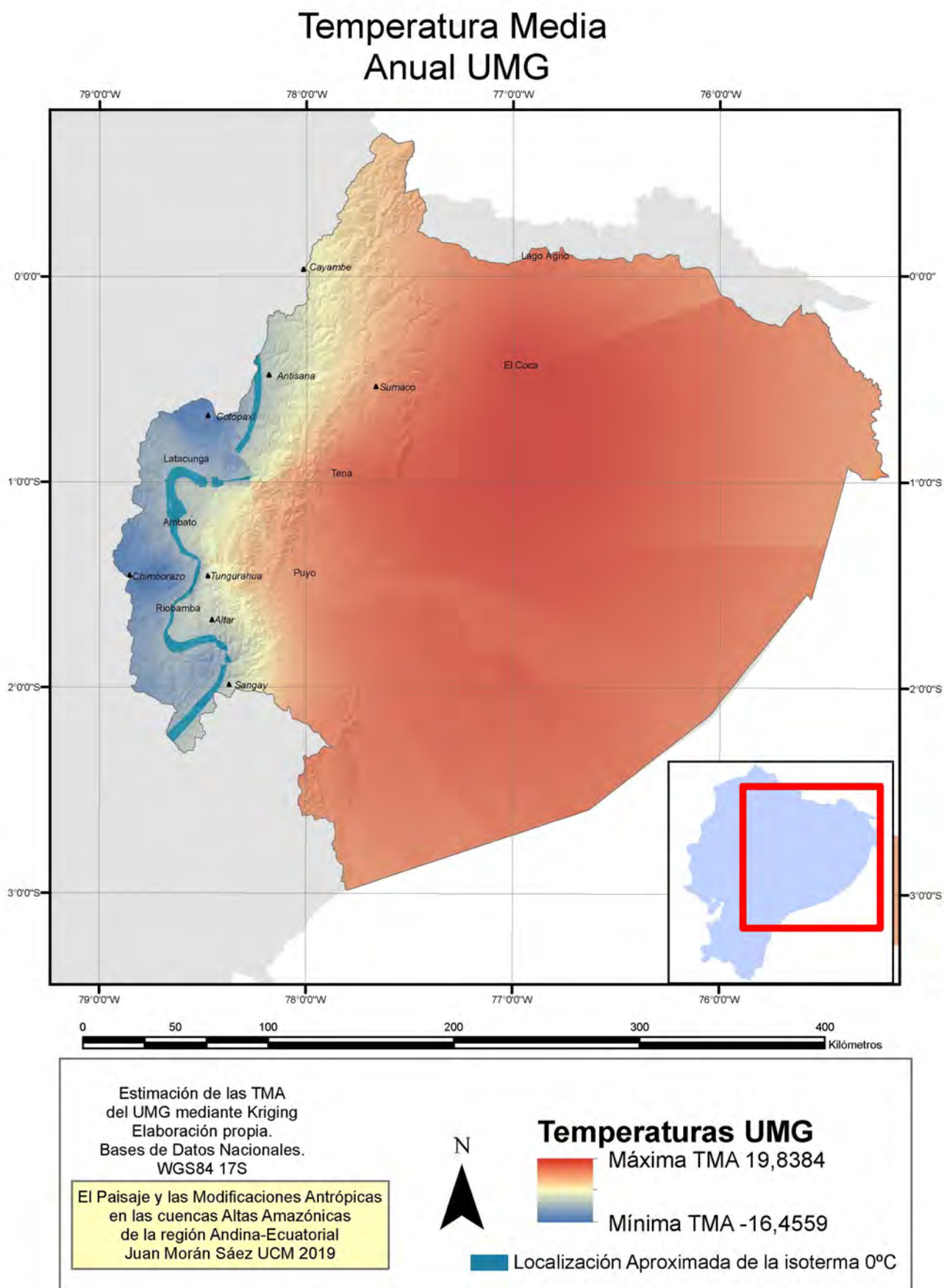


Fig. 105: Temperaturas UMG
260

IV-2-2-3-C- Regionalización climática en el Último Máximo Glacial

Intentar regionalizar los climas pasados en base a interpolaciones estadísticas e índices climáticos puede ser complicado. Procedimos a procesar y analizar diversas interpolaciones e índices basados en un píxel de 100 metros y presentar cartografías de las más representativas. Se realizó una poligonación Thiessen de las estaciones en base al atributo “Clima” para la UMG, se representó un procesamiento IDW del atributo Índice Ombrotérmico para observar el comportamiento de las relaciones de humedad/aridez; se representó una potencialidad climática altitudinal en base a los distintos parámetros que conforman un clima como tal, definidos por la bibliografía (Clapperton, C.M. et al. 1997), (Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000), (Cook, K.H. 2009), (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010), (Heine, K. 2000, 2011), (Schaefer, J.M. et al. 2015), (Alcalá Reygosa, J. et al. 2017ab), (Angel, I. et al. 2017), (Úbeda, J. et al 2018) y modificados por el análisis de los procesamientos.

Atributo Clima:

La poligonación Thiessen se basó en el atributo Clima generado para la tabla extrapolada para el Máximo Glacial (Fig. 106). Sitúa de forma general los climas en sus ambientes predilectos, aunque el procesamiento sufre por la ausencia de estaciones al Sureste. Muestra el clima Cfb/Af como general para las regiones bajas orientales; un clima Cfb puro situado en el escalón Andino; y una región occidental con prevalencia glacial o periglacial y áreas secundarias de Páramo-Tundra.

Atributo Índice Ombrotérmico:

La cartografía del índice Ombrotérmico I_o (relación entre temperatura y humedad) y los procesamientos de interpolación IDW de la ombrotermia como atributo de nuestra base de datos muestran un Oriente lluvioso e hiperhúmedo y unos Andes subhúmedos (Fig. 107). Puede diferenciarse en los Andes una Cordillera Oriental húmeda y no tan fría y una Cordillera Occidental Subhúmeda, pero muy fría. Las condiciones congeladas de las alturas no permitirían establecer la Aridez desde altitudes bastante bajas. La distancia que separa la

hiperhumedad de la subhumedad se reduce muy rápidamente como consecuencia de la modificación de las condiciones termo pluviométricas con la altitud.

Potencialidad climática altitudinal:

La cartografía de la potencialidad climática altitudinal (Fig. 108) permite delimitar los climas en bandas altitudinales en función de la temperatura, acotando sus límites en función de la oscilación térmica, las precipitaciones y otras características del clima que resultan más subjetivas. La determinación de los climas que se realiza a través del cálculo de los índices ombrotérmicos típicos y el estudio de los climogramas y diagramas ombrotérmicos arroja resultados sobre la tipología climática básica (la utilizada desde Köppen). A través de ella resulta sencillo aproximar altitudes y potencialidades. La delimitación altitudinal pura no tiene en cuenta la rugosidad del terreno, ni los vientos, por lo que resulta ideal para establecer auténticas potencialidades, con independencia de que se puedan modificar las condiciones localmente. Es predecible una cordillera oriental fresca o fría con precipitaciones abundantes y un interior más seco con un glaciario más pequeño en relación a esa cordillera. La nula oscilación térmica es explicada por la ecuatorialidad.

El clima EH, Glacial, podría situarse en los 3600msnm, a partir de cuya altitud las precipitaciones se producirían en forma de nieve. Dependiendo de la estacionalidad y cantidad de humedad capaz de llegar al interior de los Andes encontraremos un desarrollo más o menos extendido de los campos de hielo. Como consecuencia de la presencia de hielo o heladas durante largas temporadas, la banda altitudinal inmediatamente inferior podría considerarse periglacial (Alto páramo y superpáramo Periglacial). Debido a las bajas temperaturas y la presencia de humedad se suponen procesos periglaciales.

Unas Temperaturas Medias Anuales aproximadas de entre 0 y 9°C determinan un clima ET, de Tundra o de Páramo. La oscilación diaria puede ser muy elevada, tal y como lo es hoy en día en el Páramo. Serían típicas las turberas y las lagunas proglaciales, así como los bosques en la banda baja de los 1600-2800msnm que pueden extenderse hasta los 3600msnm, con diferentes combinaciones de vegetación en función de su extensión por los valles interandinos y su exposición a las lluvias más estacionales y orientales. La Aridez sin embargo puede estar presente estacionalmente, entre uno y tres meses al año

El clima Cfb es el clima oceánico suave que encontrábamos en el estudio de la actualidad climática en el valle interandino. En el caso de un máximo glacial este clima puede denominarse Templado de Media Montaña Ecuatorial, y se sitúa entre los 500 y los 1600msnm. Este clima parece migrar a la superficie Mera-Upano y el escalón Periandino durante los períodos glaciales.

La Llanura Amazónica Oriental desde los 500msnm parece invadida por un clima Cfb+, Cfb/Af, es decir, los actuales climas transicionales y bosques nublados, aunque hemos encontrado problemas para delimitar el área de influencia. Las precipitaciones son muy abundantes con probable poca estacionalidad a pesar de la reducción propia de este clima glacial y las temperaturas se encuentran entre los 16 y los 18°C. Este clima transicional predice unos caracteres vegetacionales interesantes, al establecer la posibilidad de la presencia de bosques frescos en la llanura durante el UMG.

Thiessen Climas UMG

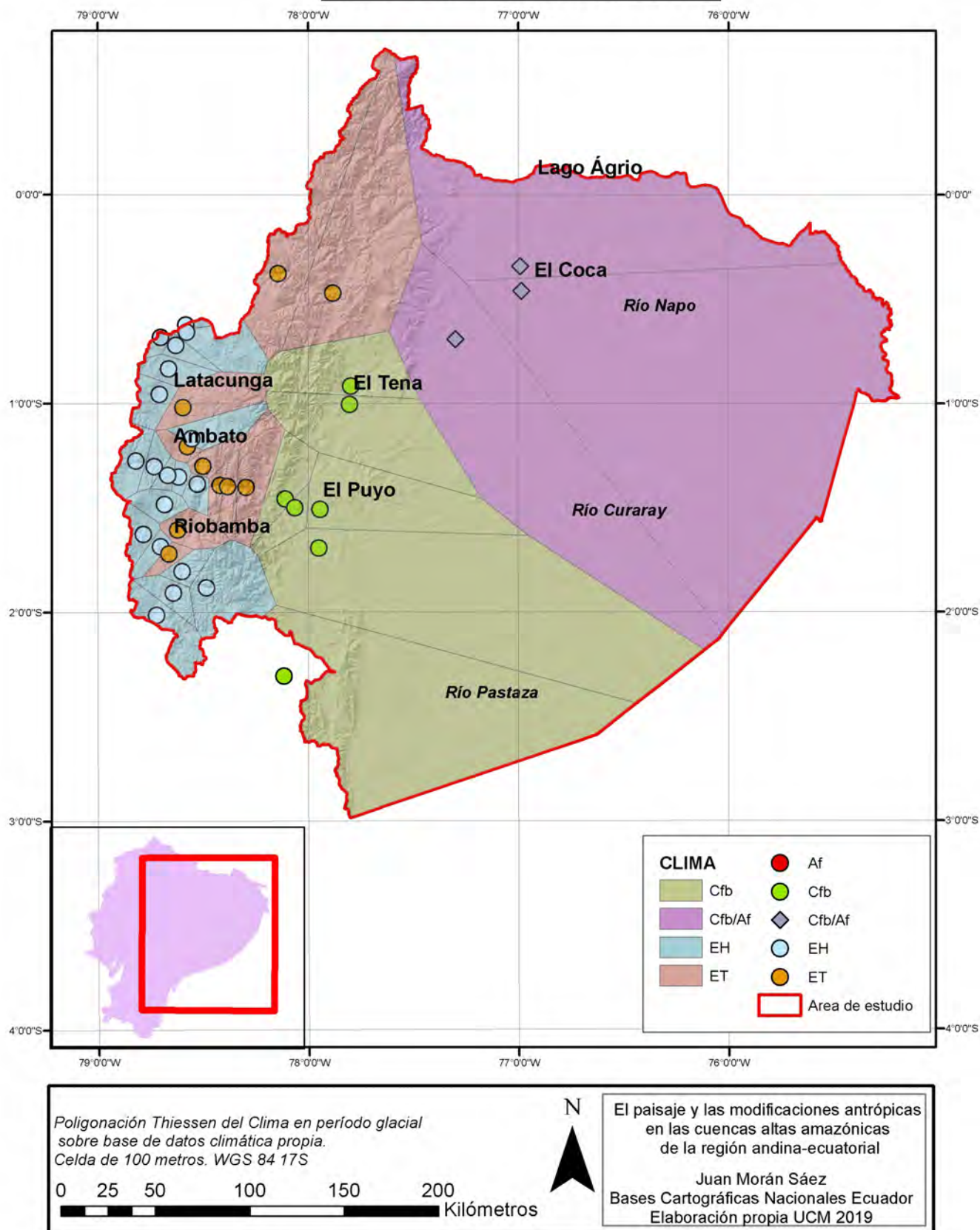


Fig. 106: Poligonación Thiessen de los Climas UMG

Índice Ombrotérmico UMG

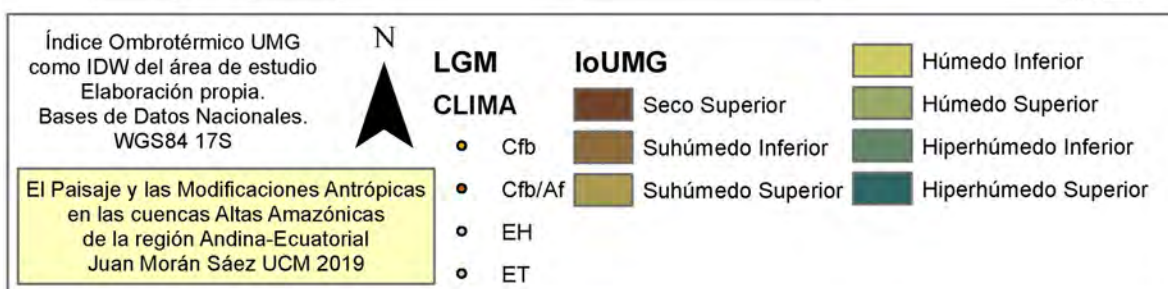
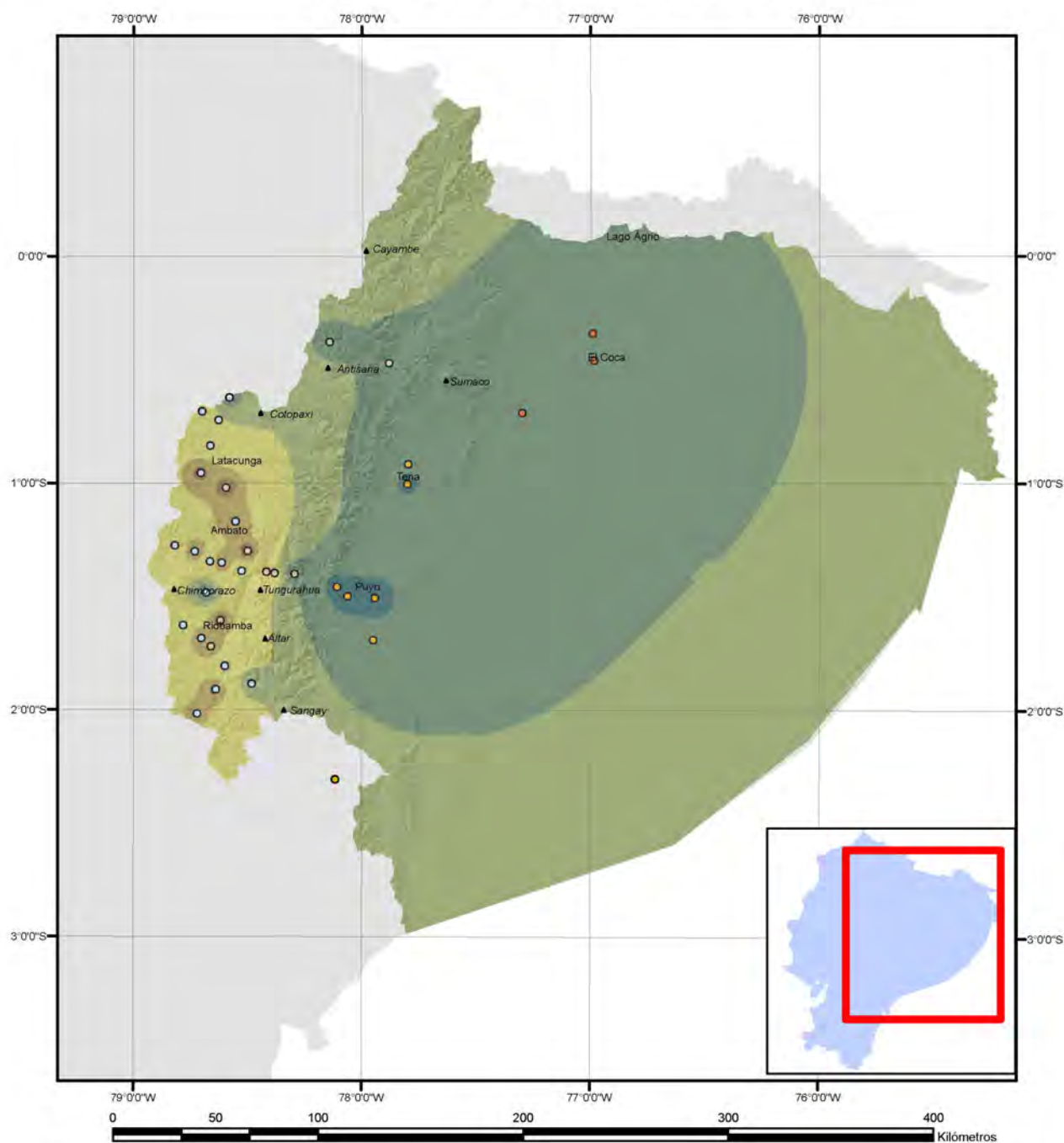


Fig. 107: Ombrotermia UMG

Climas UMG

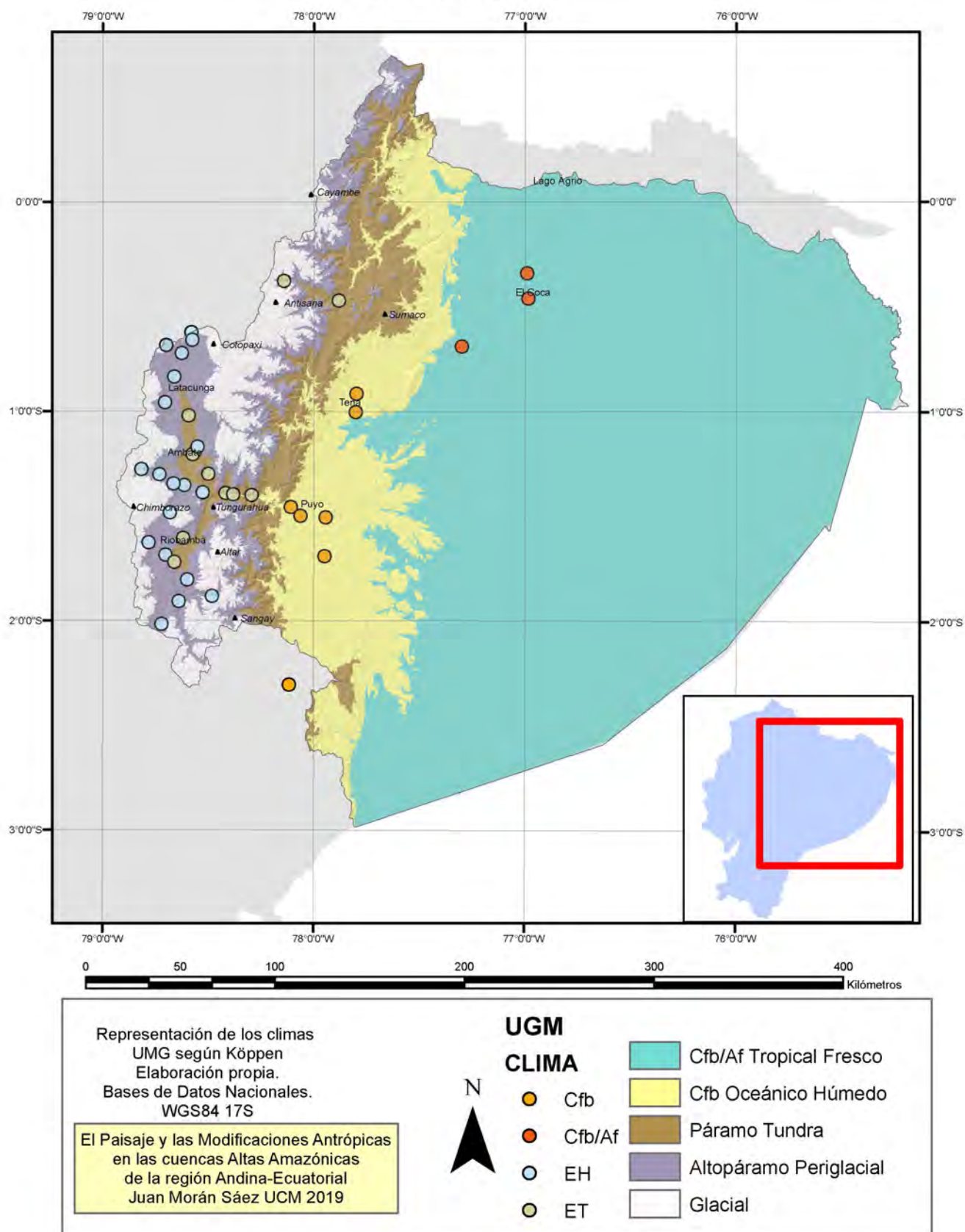


Fig. 108: Climas propuestos UMG

IV-3- Discusión de los Resultados

Como ya hemos visto, la Atmósfera Andino Oriental ecuatorial está afectada por el relieve, la circulación atmosférica regional y la Temperatura Superficial del Mar (TSM), la selva Amazónica al oriente, el movimiento de la ZCIT y en menor medida, los eventos ENOS (Vuille, M. et al. 2000), (Martínez, R. et al. 2011).

La Cordillera Andina en los Andes ecuatoriales es una pared para la humedad que propicia aridez al Este y humedad al Oeste, fomentando las interacciones al Este: el macizo Brasileño bloquea parcialmente los flujos de bajo nivel hacia el área ecuatorial propiciando el desarrollo de la convección, preferentemente en la tarde y la noche (Garreaud, R.D. & Aceituno P. 2007). La humedad y el calor son prevalentes en la actualidad desde los Preandes hasta la costa Atlántica. El 50% de las lluvias se recicla en la Amazonía por evapotranspiración. Las lluvias no se distribuyen homogéneamente temporal ni espacialmente. La PP media de 2000mm/a se incrementa hacia el Oeste hasta alcanzar más de 5000mm de PP anual en las laderas orientales de los Andes, en especial en el Ápice del Megacono y el frente de erosión. Las precipitaciones acompañan el movimiento Norte-Sur de la ZCIT (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Uriarte Cantolla, A. 2003), aumentan durante el SMAS y junto el calor reinante sostienen la selva tropical. Entre los factores determinantes de la variabilidad del clima, los eventos ENOS tienen importancia plurianual en la variación de las precipitaciones. Las anomalías en la precipitación que se relaciona con estos eventos se asocia a menor humedad y mayor temperatura en el Norte y centro del continente y condiciones contrarias durante los ENOS-. La relación entre los eventos ENOS y el clima local muestra mucha variabilidad durante los últimos 100 años. La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) domina la variabilidad decadal e interdecadal (Garreaud, R.D. et al. 2009).

La variabilidad decadal es representada por la Oscilación Decadal del Pacífico; la variabilidad interanual se produce por eventos ENSO; la variabilidad estacional es dominada por la ZCIT. La variabilidad del ciclo diurno aprovecha diferentes momentos de actividad convectiva; las precipitaciones son generadas por las inestabilidades atmosféricas locales y la topografía (Martínez, R. et al. 2011).

IV-3-1- Clima Actual Amazónico-Andino

Los Andes del Norte en su vertiente oriental tienen un clima muy húmedo, con baja estacionalidad térmica anual pero fuertes variaciones diarias de temperatura. La variabilidad de la temperatura es generada por los gradientes altitudinales y la humedad del aire, ambos determinados por las condiciones locales (Buytaert, W. et al. 2006). La zonificación ecológica altitudinal es muy marcada y se producen heladas y nevadas a partir de los 4.000msnm. Como hemos visto, los patrones de precipitación están influidos por el Atlántico, el Pacífico y la Cuenca del Amazonas, y son el elemento más importante en la configuración bioclimática y geomorfológica. La precipitación es el principal elemento caracterizador del clima y el tiempo meteorológico en los Andes Orientales Ecuatoriales, ya que las temperaturas son fácilmente extrapolables y previsibles. Los patrones de circulación a gran escala y precipitaciones relacionadas en la cuenca de drenaje Amazónica incluyen la selva tropical más grande del Mundo. Su descarga promedio es la más grande del mundo con más de 209.000 m³/s. El tamaño de 6 millones de Km² hace también a esta cuenca la más grande del Mundo. La variabilidad climática en los Andes del Ecuador tiene relación con las TSM del Pacífico tropical y las anomalías de TSM en el Atlántico. Las masas de aire que empujan desde el Pacífico y las que acompañan a la ZCIT compiten entre ellas a lo largo del año. Así pues las TSM de los océanos Atlántico y Pacífico controlan la humedad y la precipitación en los Andes Ecuatoriales (Vuille, M. et al. 1999), lo que es fácilmente visualizado en los mapas de precipitación aquí presentados (Fig. 86, Fig. 87, 88 y Fig. 104): las precipitaciones provienen del Atlántico y son mayores cuanto más se interna en la cuenca, con preferencia hacia el Ecuador.

La distribución heterogénea de los regímenes de lluvias y descargas en la cuenca Amazónica ecuatoriana y la hidrología asociada están mal documentadas. En el mapa de isoyetas propuesto por Laraque (Laraque, A. et al. 2006) sorprende la alta variabilidad del régimen espacial, lo que concuerda con los resultados obtenidos para nuestro área de estudio. En las cuencas altas Andinas se produce un marcado régimen de precipitación bimodal, con máximas generales entre marzo y abril y en octubre, y mínimas de junio a agosto. El transporte de humedad desde el Este alcanza su máximo en junio y al mismo tiempo existe un pico de precipitaciones en las laderas orientales. En la llanura amazónica ecuatorial se

mantiene el régimen bimodal descrito por el paso de la ZCIT, pero al ser la evapotranspiración tan grande la convección de la selva hace que la variabilidad estacional no sea tan fuerte. El ciclo anual de lluvias y flujos hidrológicos tiene una alta variabilidad espacial en las cuencas amazónicas de Ecuador. La Cordillera Andina eleva el aire húmedo de la Amazonía y por precipitaciones orográficas las lluvias son mayores en las laderas Orientales. La vertiente a sotavento sigue siendo más seca y la variabilidad produce heterogeneidad y microclimas. Las precipitaciones disminuyen a partir de 2.500msnm y quedan definidas dos estaciones lluviosas (febrero-mayo y octubre-noviembre) en las tierras altas y una primera estación seca (junio-septiembre) más pronunciada que la segunda en diciembre (ZCIT+vapor amazónico). La lluvia horizontal que se produce entre el páramo y las cumbres representa hasta un 20% de humedad añadida a la que se puede registrar. La precipitación media anual en la cuenca amazónica del Ecuador es de 2.800mm/a, de los más altos entre las grandes cuencas y explicada por la alta humedad, la convección en el piedemonte y la forma cóncava a gran escala de los Andes. La dependencia de las precipitaciones altitudinales se observa por las decrecientes precipitaciones a medida que aumenta la altitud, con diferencias de más de 3.000mm entre la cuenca inferior del Napo y los 1.300msnm. La precipitación anual es mayor en la cuenca de Pastaza: la disminución general de las precipitaciones con la altitud parece variar de una cuenca fluvial a otra. Laraque lo atribuye a fallos instrumentales, una deficiente distribución de las estaciones y registros o a la anomalía topográfica en la incisión del Pastaza (Laraque, A. et al. 2006). El estudio estadístico y el modelo SIG realizado durante la presente investigación nos lleva a señalar a esta última causa como la verdadera.

Sobre las altas cumbres Andinas tenderán a establecerse climas parameros, periglaciales y finalmente glaciales, tanto mayores cuanto más expuestos a la humedad y las bajas temperaturas.

Además de los elementos continentales que ya vimos, los elementos que configuran localmente el clima del Cuaternario en los Andes Ecuatoriales son la precipitación orográfica, la circulación atmosférica restringida y específica y la convección estacional, que junto con la diferenciación del gradiente térmico producen la regionalización climática local.

IV-3-2- La precipitación orográfica sobre los Andes Orientales

Una de las cuestiones más estudiadas en la climatología Andina es la sombra de precipitación orográfica sobre la Cordillera. Por las laderas preandinas los vientos orientales colmados de humedad cruzan con la ZCIT los Andes ascendiendo y enfriándose, perdiendo su capacidad de retención de agua y precipitando de forma abundante. No se producen vientos de tipo Föhn apreciables, ya que una vez ascendido, el viento no tiene la suficiente fuerza como para descender por la otra vertiente. Además, la temperatura es muy elevada al inicio del ascenso y no se produce la presurización en el descenso que caracteriza los vientos Föhn (Oliver, J. E. et al. 2005). Los sistemas atmosféricos de los Andes tropicales entre 25°S y 10°N se ven afectados por la orografía de este modo (Martínez, R. et al. 2011). Los vientos en la Amazonía son de baja intensidad y raramente se producen eventos meteorológicos relacionados con el viento. Se caracterizan por ser Alisios del Este-Noreste que soplan desde el Atlántico tropical (Future Water, 2013), (Espinoza, J.C. 2012). La precipitación orográfica sucedida cuando estos vientos chocan y ascienden los Andes caracteriza en el tiempo y el espacio la variación climática local. Mientras que se dirigen hacia el Este, entre los Andes y el Escudo Brasileño se produce un corredor de humedad en el centro y Sur de Suramérica. El otro rasgo climatológico descrito en esta región es la ZCSA, que durante el verano se extiende desde la cuenca Amazónica Noroccidental hasta el Atlántico subtropical como una franja de nubosidad alargada y estacionaria. La ZCSA y la actividad convectiva en la Cuenca Amazónica son los principales componentes del SMAS que afectan al Noroccidente Amazónico y son el contrapunto relacionado con la barrera Andina y la precipitación orográfica. La lluvia orográfica era hasta hace poco un supuesto que se daba por hecho, pero no existían suficientes datos o estudios que confirmaran su existencia. Espinoza creó una red neuronal que se aproxima a los patrones de circulación en la Cuenca Amazónica durante el período 1975-2002 y su relación con la variabilidad de las precipitaciones orográficas (Espinoza, J.C. 2012). Este es el intento más cercano al estudio de la distribución espacial y temporal de la precipitación en el noroccidente amazónico. Sus resultados son concluyentes en que las precipitaciones se acumulan en los flancos orientales durante el paso de los vientos que acompañan a la ZCIT. A lo largo de nuestro estudio realizamos varias aproximaciones mediante modelizaciones en SIG que confirman este supuesto. Queda por establecer la altitud

a la que se producía la precipitación en forma de nieve, o cuánta humedad era capaz de llegar a la Cordillera Occidental. En todo caso el glaciario parece confirmado a partir de los 3600msnm durante los máximos glaciales.

IV-3-3- Circulación atmosférica restringida y específica

Además del efecto de las lluvias orográficas es importante entender el efecto de la topografía local sobre la circulación atmosférica (Oliver, J.E. et al. 2005). Los vientos orientales que acompañan a la ZCIT pasan dos veces a lo largo del año por la desembocadura del Pastaza en los Preandes. Esto lleva siendo así durante al menos todo el Cuaternario y es la única latitud Amazónica que ha tenido este paso doble tanto tiempo. Los vientos Amazónicos se encajan en la incisión del Pastaza mientras intentan ascender por ella. El sedimento aportado por los volcanes es trasladado con mayor vigor por las lluvias estacionales. Este transporte es muy capaz en su morfogénesis y se produce un efecto de retroalimentación que ensancha y erosiona el fondo del valle alto del Pastaza y el frente de erosión del Megacono del Pastaza, permitiendo una mayor penetración de los vientos y a la vez generando mayores precipitaciones. Este ciclo autoalimentado puede ser la principal causa de la prevalencia del Megaabanico del Pastaza sobre todos los demás que quedaron sepultados desde el Mioceno.

Garreaud y Aceituno confirman a Humboldt (von Humboldt, A. 1851) cuando indican que la presión del nivel del mar sobre el continente es inferior a la de océanos adyacentes durante el año, lo que obliga a los vientos Alisios sobre el Atlántico tropical a penetrar en el continente en dirección Este-Oeste, hasta que convergen cerca de la cordillera de los Andes y generan una multiplicidad de formas climáticas asociadas con la orografía (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007). Todos los estudios que se utilizan como referencia por las autoridades para el estudio del clima de la región indican este hecho pero suelen ser ignorados de forma voluntaria o inconsciente. Los sistemas atmosféricos de los Andes tropicales se ven afectados por la orografía (Josse, C. et al. 2009), (Future Water, 2013), (MAE, MAGAP 2018) lo que es fácilmente observable en la cartografía de la presente tesis.

Sobre la cuenca del Amazonas la precipitación y la circulación muestran variabilidad con

frecuencia semanal atribuida a procesos atmosféricos locales y de corta duración relacionados con la orografía local y con patrones de circulación y precipitación en Suramérica a escala subestacional. La descripción de los patrones atmosféricos de la Cuenca Amazónica a esta escala y su relación con las precipitaciones regionales se vincula a una circulación amplia que sólo se ve restringida en la llanura por la convección, hasta que llega a la pared Andina (Espinoza, J.C. 2012). La precipitación tiene un marcado carácter estacional que se relaciona directamente con el ciclo anual de la actividad convectiva sobre la llanura. Durante el invierno austral la actividad convectiva se concentra en el extremo Noroccidental. En el verano austral la actividad convectiva se desplaza hacia el sur, extendiéndose a la mayor parte del sector tropical del continente (Aceituno, P. & Montecinos, A. 1992). En todo caso podemos asegurar la llegada y retraimiento de la ZCIT, ya que presenta un empuje estacional de las PP ascendiendo por el frente de erosión y llegando mucho más al interior y con tanta capacidad de precipitación como ningún otro.

IV-3-4- La convección estacional

La convección estacional es el tercer elemento del clima que se debe tomar en cuenta a nivel local. En los Andes ecuatoriales y tropicales orientales se produce una evidente formación de nubes de carácter convectivo en forma de células de convección durante todo el año, con cierta dinámica estacional y diurna en su entidad y desarrollo. Principalmente en el verano austral y durante las últimas horas de la tarde la nubosidad se desarrolla convectivamente por completo y da lugar *in situ* a tormentas torrenciales. La formación celular se desarrolla preferentemente entre octubre a abril, en especial de febrero a abril. Aunque la precipitación es la principal fuente de agua, la niebla y la neblina depositan en las superficies y la vegetación una importante cantidad de agua tanto en alta montaña como en las zonas bajas. La precipitación desencadenada por convección térmica en la Amazonía cerca de los Andes tiene la máxima frecuencia por la tarde o temprano por la noche. En realidad, toda la precipitación en la Amazonía tropical se produce por convección térmica en la segunda mitad del día (Bendix, J. & Trachte, K. 2008). Los procesos de saturación del páramo evidencian un aire cargado de humedad hasta altitudes elevadas.

IV-3-5- Discusión sobre la Regionalización climática

Hemos conseguido finalmente una regionalización climática para la actualidad y para un Máximo Glacial. En estos dos espacios temporales, los climas que se han encontrado son Tropical Ecuatorial de Llanura Af, Transicional de Montaña/ Tropical Nublado Cfb+, Templado de Media Montaña Ecuatorial Cfb, Páramo-Tundra ET y Glacial EH. Sus modificaciones regionales y sus límites altitudinales en función del clima han sido delimitados para la actualidad y extrapolados para un hipotético Máximo Glacial modelo basado en el UMG, y presentados finalmente en cartografías y tablas. Pasamos a discutir algunos tópicos que nos ayudaron a realizar la regionalización.

En los Andes ecuatorianos se encuentran regímenes pluviométricos tanto unimodales como bimodales y una temperatura que disminuye más o menos uniformemente con la altura -siguiendo un patrón de aumento de la temperatura en función inversa a la altura-. La oscilación térmica diaria es alta, pero la anual muy baja. Los climas Andinos no son uniformes, sino que están festoneados por microclimas, excepciones y variaciones espaciales y temporales. El gradiente es muy regular y pasa de TMA de 10°C a 3.000msnm hasta más de 28°C a 200msnm (Laraque, A. et al. 2004).

La Región Oriental es la Cuenca Amazónica que comprende la zona Subandina y la Llanura Amazónica propiamente dicha. El Levantamiento Napo y las Cordilleras de Cutucú y del Cóndor al Sur se encuentran separadas por el Megacono del Pastaza. Esta región es la que más precipitaciones registra de toda la región estudiada. La Llanura Amazónica no supera los 300msnm y está constituida por colinas bajas y valles aluviales semipantanosos (Pourrut, P. 1983). En ella se producen variaciones climáticas espaciales de los regímenes climáticos (sobre todo de precipitación) de importancia. A pesar de estas variaciones el conjunto Amazónico se califica como Ecuatorial Húmedo. Las precipitaciones aumentan lentamente al internarse en la llanura Amazónica de forma disímil entre cuencas debido a la rugosidad y la inclinación de cada caso particular. Las precipitaciones interanuales tienen una pluviometría más regular. En la Llanura Amazónica las precipitaciones son relativamente constantes durante todo el año y nunca inferiores a 100mm/m ni 1,000mm/a; las temperaturas son muy

constantes y oscilan entre los 25 y 30°C (Laraque, A. et al. 2004). Las precipitaciones se exacerban en la región del frente de erosión del Megacono del Pastaza.

En la Amazonía ha madurado un clima estacional, monzónico físicamente en tanto en cuanto se desarrolla en respuesta a la migración estacional del Ecuador calórico sobre el continente y en función de la diferente respuesta al calentamiento de la masa de agua y la de tierra. El clima “monzónico” se modula mediante la posición de la ZCIT, ENOS y el transporte de humedad y calor dependiente de la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Se puede decir que en la ZCIT las masas de aire alisias que vienen del Noreste y Sureste convergen de ambos hemisferios, produciendo un suministro continuo de humedad desde el Atlántico a la Amazonía. La mayor parte de la precipitación en la Amazonía se produce en el verano austral, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más meridional. Durante el Invierno austral, el máximo de precipitación se produce al Norte del Ecuador. Este Sistema Monzónico de América del Sur (SMAS) da lugar a una amplia variación estacional en la distribución de las precipitaciones por convección sobre la Amazonía. Durante el SMAS continental, las precipitaciones convectivas ocurren en una banda latitudinal mucho más amplia que en la simple ZCIT sobre el océano, y la cordillera de los Andes afecta a la circulación atmosférica y los patrones de precipitaciones a escala continental y local por el efecto de la sombra orográfica que se produce en su margen Oriental, encajándose en los diversos valles y adaptándose a las rugosidades. El acoplamiento océano-atmósfera en la troposfera inferior hacia el Oeste y los antiguos cratones a lo largo de la costa sudeste de Brasil aumentan la precipitación estacional que acompaña a los Alisios impulsados contra estas laderas costeras, aunque se dificulta la penetración más hacia el interior. Al Norte no existe tal barrera y atraídos por la convección estacional sobre la Amazonía, los vientos húmedos de superficie del Atlántico ecuatorial penetran mucho más hacia el interior, hacia los Andes, trayendo nubosidad y lluvia a las estribaciones de la Cordillera Oriental (Cruz, F.W. et al. 2009), (Orme, A.R. 2007b).

Los ciclos o eventos climáticos que afectan a los gradientes latitudinales de la TSM también afectan a los patrones de precipitación en la Amazonía, porque los gradientes de TSM impulsan los vientos alisios. ENOS positivos y negativos causan cambios interanuales en el Ecuador, con precipitaciones estacionales anómalas sobre la Amazonía y supuestas

vinculaciones geomorfológicas (Zhou, J. & Lau, K.-M. 1997), (Garreaud, R.D. et al. 2009), (Orme, A.R. 2007b), (Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. et al. 2010).

La expansión y contracción de los hielos terrestres y marinos puede llevar a un desplazamiento de la ZCIT y producir asimetrías de precipitación sobre Suramérica. También debe considerarse que los niveles del mar han variado y que entre glaciales e interglaciales se produce una reconstrucción de la línea de costa y variación de las corrientes oceánicas relacionadas (Lambeck, K. & Chappell, J. 2001). Una abrupta reducción en la circulación termohalina del Atlántico induce la expansión de los hielos marinos en el Atlántico Norte y el subsiguiente desplazamiento hacia el Sur de la ZCIT. Esto puede causar un cambio abrupto en el ciclo hidrológico tropical (Cruz, F.W. et al. 2009), (Orme, A.R. 2007b). Durante el Holoceno Temprano y Medio en Suramérica se mantuvo un clima más seco que el actual, interpretándose que sucedía un desplazamiento hacia el Norte de la posición de la ZCIT. La tendencia hacia condiciones más secas es evidente desde 5.400aAP. Estos cambios climáticos regionales también se explican por la posición septentrional de la ZCIT durante la primera mitad del Holoceno, lo que vincula la intensidad del monzón con la posición de la ZCIT. Este fuerte vínculo que se observa para el clima actual y el Holoceno en el norte de África no es tan claro en América del Sur (Silva Dias, P.L. et al. 2009), (Garreaud, R.D. et al. 2009). Las precipitaciones en los Andes y la Amazonía durante el verano están vinculadas a las fuertes actividades convectivas en la Cuenca Amazónica y a lo largo de la ZCAS. La intensificación de las estaciones y los monzones contribuyeron a la redistribución energética global en 6KaAP. La migración hacia el Norte de la ZCAS siguiendo la ZCIT en el Holoceno Medio conduce a condiciones más secas al Sureste de Brasil y hacia las condiciones actuales (Silva Dias, P.L. et al. 2009). Los ecotonos tienden a juntarse y agruparse durante los períodos fríos, y el gradiente térmico se vuelve más inclinado hacia los valores bajo cero.

Las condiciones del clima en la llanura y la zona Periandina modifican su clima a lo largo de los ciclos glaciales: de un clima ecuatorial de llanura con temperaturas que rondan medias de 28°C se produce un cambio hacia un clima fresco con abundante precipitación. Esto tendrá importantes consecuencias bioclimáticas. Los frentes propios de la ZCIT y su movimiento estacional generan el exceso de precipitación suficiente como para que durante los períodos

glaciales se mantenga el clima Cfb hiperhúmedo en transición a Af. Como ha podido verse, los climas que tienden a la aridez y el frío producen en la Amazonía una tendencia a su conversión en un bosque nublado hacia los 800msnm, ya que las precipitaciones siguen siendo muy abundantes si bajan las temperaturas unos 5°C.

Los climas que se encuentran sobre la Superficie Mera-Upano y hasta los 1700msnm se transforman en climas Cfb si el frío se recrudece, trasladándose desde su actual distribución en la Avenida Andina. La importancia de la incisión del Pastaza en la Cordillera Oriental en el internamiento de los frentes y la atemperación de los Valles Interandinos dependería de la situación muy compleja de la intensidad y humedad de la ZCIT.

El Clima ET, Páramo-Tundra, se podría mantener entre la franja actual de los 3000msnm y los 1700msnm establecidos en un máximo glacial, sin representar una gran franja sobre la que se movilizarán los biomas propios de este clima, el bosque andino y el páramo. Las llanuras y valles interandinos encontrarían un periglaciario de Altopáramo y Superpáramo mucho más extendido que en la actualidad.

El glaciario ha estado presente cuando existe suficiente humedad sobre la isoterma de 0°C y puede acumularse la nieve y hielo. Los glaciares son más sensibles a la humedad que a la temperatura a partir de una precipitación menor de 700mm/a (Zech, R. et al.2009). Nuestro modelo ha sugerido que durante el UMG la isoterma de 0°C se encontraba a una altitud aproximada de 3000-3200msnm, con el glaciario muy completo a partir de los 3800. El glaciario tiene importantes efectos en los bioclimas y la geomorfología.

V- Análisis Bioclimático

Las aproximaciones a la diversidad biogeográfica deben tener en cuenta la influencia de los factores que constituyen el medio en el cual se desarrolla el elemento biológico (Ferrerías Chasco, C. 2000), (Rivas Martínez, S. 2005). Los enfoques principales que sistematizan esta relación son los relativos a los procesos vitales, los elementos medioambientales y las características medioambientales que actúan como impulsoras. Los factores que influyen en la bioclimatología son la luz y la temperatura, la presencia/ausencia de agua, los factores lito-morfo-edáficos o trofoedáficos, los factores externos como el viento, la nieve o el fuego y el factor antrópico. Un abastecimiento óptimo de dióxido de carbono incide notablemente en el crecimiento tanto de los tallos como de las raíces. En cualquier caso, todas estas sistematizaciones son útiles para la realización de caracterizaciones bioclimáticas. La mayor parte de las clasificaciones bioclimáticas tienen en cuenta el clima sobre todas las demás consideraciones que afectan a los biomas. Al fin y al cabo, el clima es el principal agente modelador. Sin embargo, y como veremos, los índices bioclimáticos indican potencialidades vegetales que han podido ser modificadas por la antropización desde hace miles de años (Urbano Terrón, P. 1992).

Rivas Martínez ha establecido sucesivas sinopsis bioclimáticas de la Tierra y en base a esto se han realizado muchas cartografías bioclimáticas de Suramérica (Rivas Martínez, S. 2005, 2010). La Bioclimatología o fitoclimatología estudia la relación entre el clima y la distribución de los seres vivos y sus comunidades. En la búsqueda de corologías y unidades bioclimáticas se han realizado mapas bioclimáticos y biogeográficos potenciales bastante precisos que van variando cuando se afina la recogida de datos climáticos y se entienden mejor las relaciones bióticas. El macrobioclima es el tipo superior de la clasificación bioclimática clásica. Son los macrobioclimas tropical, mediterráneo, templado, boreal y polar.

Los biomas, y en especial la vegetación, están unidos a la morfogénesis mediante su relación con el clima y los suelos, por lo general creando o destruyendo y actuando como agente biostático o rexistático. El ser humano es también un agente morfogenético, que influye en el clima y la vegetación. Desde la Revolución Industrial esta influencia es mucho más marcada,

pero no se deben olvidar los muchos ejemplos de injerencia humana en los sistemas naturales que se han producido, fundamentalmente, desde el Neolítico. El aumento del CO₂ atmosférico, la deforestación, los monocultivos y la (mega) agricultura y ganadería, el cambio de usos de suelo, la disponibilidad de agua, la acumulación de residuos o la extracción de recursos primarios son las principales factores por los cuales puede considerarse al ser humano un activo agente morfogenético, ya que modifica los biomas y los agentes morfogenéticos, añadiendo incertidumbre a la ecuación climática y transformando, al fin y al cabo, el paisaje.

La corología bioclimática distribuye regionalmente áreas primarias en función de su latitud y distancia al océano. De forma secundaria las distintas escalas pueden distribuir las comunidades de organismos en función del tamaño del área a la que nos refiramos. La reconstrucción paleobioclimatológica proporciona un decorado sobre el que se puede leer la historia de la Tierra y entender cómo las distintas regiones se han desarrollado hasta llegar a las condiciones bioclimáticas en las que se encuentran en la actualidad. Aunque el clima haya podido variar interanualmente, la paleobioclimatología representa el clima general típico durante las distintas edades (Allaby, M. 2002). Los arqueoclimas son aproximaciones a climas pasados a escalas temporales y espaciales apropiadas para la arqueología. Como las sociedades varían muy rápidamente y restringen su localización, las escalas pueden centrarse mucho más y acercarse al presente (Oliver, J.E. et al. 2005).

Nuestro área de estudio incluye dos regiones bioclimáticas muy diferenciadas en la forma de la gran llanura Amazónica y los Andes. Incluye desde bioclimas muy cálidos a glaciales, hiperhúmedos y áridos, con pendientes acusadísimas y hasta llanuras sin solución de continuidad. Es por ello que la variabilidad bioclimática es tan grande y además incluye regiones de la Tierra con la mayor biodiversidad y especiación.

Las clasificaciones bioclimáticas pueden ser de muy diversa índole, fundamentadas en las temperaturas, en las precipitaciones o ambas (Dantin y Revenga, Emberger, Lang, Martonne, Thorntwaite, Troll, etc.). Para definir un bioclima se buscan índices que puedan acotarlo con respecto a otros. Los parámetros de precipitación y temperatura son los más utilizados y conocidos, así como los parámetros de actividad vegetal. Los índices bioclimáticos pueden

complicarse mucho estableciendo relaciones entre temperaturas (continentalidad, termicidad) que establecen termotipos; precipitaciones (estacionalidad) y ambas (ombrotermia, aridez) para los ombrotipos. Según estos índices nuestra área de estudio se encuentra en el Reino Neotropical-Austroamericano, sobre las regiones Amazónica y Andina y en las provincias Amazónica Occidental y Andina Paramera (Rivas Martínez, S. 2005, 2010). Los índices bioclimáticos se calculan mediante fórmulas que combinan los parámetros climáticos y algunos otros factores como la altitud o la latitud y la continentalidad. Su intención es sintetizar los parámetros más importantes. A medida que avancemos en el estudio bioclimático mostraremos los distintos índices calculados para nuestras estaciones y las consideraciones a las que nos lleven esos resultados.

El mapa de las Regiones florísticas de los Andes tropicales propuesto por Josse (Josse, C. et al. 2009) muestra la pertenencia de los Andes Ecuador a la Fitorregión Andes del Norte y las subdivisiones que se han hecho del mismo. La práctica totalidad de los mapas bioclimáticos de Ecuador se basan en la teoría propuesta por Rivas Martínez como piedra angular y modificada y adaptada sucesivamente por Josse. Las extensivas modificaciones realizadas a los trabajos de Rivas Martínez suponen los trabajos más adelantados al respecto. Al contrario que con la geomorfología, prácticamente todos los estudios tienen esta línea rectora que proporciona un camino unívoco al tratar la bioclimatología debido a la reciprocidad conseguida entre clima y vegetación. Las instituciones gubernamentales y centros de investigación serios utilizan estos lineamientos. La mayoría de los trabajos (como el presente) calculan los índices bioclimáticos clásicos en función de la precipitación y temperatura, matizándolos con las potencialidades y los componentes geomorfológicos, edáficos e hidrológicos y admitiendo la injerencia de la agricultura, la ganadería y cualesquiera otras modificaciones antrópicas. De este modo se han considerado los rangos conocidos como macrobioclima, bioclima, ombrotipo y termotipo, relacionándolos entre ellos y con el clima, las unidades fitosociológicas y las regiones geográficas. Sin embargo ha resultado evidente que estas propuestas metodológicas clásicas de regionalización en áreas tan complejas, dinámicas y diversas como la que nos ocupa no resultan adecuadas por carecer de profundidad escalar. Los límites biogeográficos en la selva pluvial son en la realidad completamente difusos y cambiantes y la variedad y cantidad de especies que pueden ser

potenciales en un mismo área produce una rápida colonización de nuevos espacios con características geomorfológicas o microclimáticas distintas, incluso mediante cambios bioclimáticos importantes producidos en cuestión de pocos años.

El Instituto Nacional de Meteorología en Hidrología (INAMHI) recoge datos de más de 170 Estaciones en Ecuador, destacando desde los años 90 los anuarios estadísticos. Sin embargo sus datos no mantienen una continuidad de más de 30 años, apenas hay registros en la Amazonía y el período recogido comprime un rango de años de fuertes eventos ENOS (entre 1994 y la actualidad), con lo que hay que hacer estimaciones en la precipitación y la distribución de la humedad y las temperaturas. El Mapa de Ombrotipos del Ecuador Continental según la clasificación de Rivas Martínez, adaptado para la representación cartográfica de los Ecosistemas del Ecuador Continental (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 2013) señala que nuestra área de estudio se encontraría descrita en las Regiones Andes y Amazonas; Provincias Andes del Norte y Amazonía Noroccidental y Occidental (Melo, P. 2013). Según (Josse, C. et al. 2009) se reconocen 133 tipos de ecosistemas en los Andes del Norte y Centrales, en 9 agrupaciones mayores: Aguarico-Putumayo-Caquetá, Napo-Curaray, Tigre-Pastaza, Abanico del Pastaza, Cordilleras Amazónicas y Piedemonte Andino para la Amazonía y Norte y Centro de la Cordillera Oriental, y Páramos y Valles Interandinos. Sus factores distintivos son sus rangos altitudinales y los regímenes de temperatura y precipitación. Un listado específico de estos para todo Ecuador puede encontrarse en (Ministerio del Ambiente del Ecuador, 2013). Han existido otros modelos de clasificación bioclimática, como el de Morrone, que establece el Páramo y Región del Napo dentro de la Subregión Amazónica definiendo las regiones según provincias: la Provincia biogeográfica de Napo incluye la Provincia Loreto, con las Ecorregiones de los bosques húmedos del río Napo, los Bosques Montanos de la Sierra de la Macarena y los Bosques Inundables de la Amazonía Occidental. En la región Andina: Provincia del Páramo, Región del Páramo, Ecorregiones del Páramo de la Sierra Nevada de Santa Marta, del Páramo de la Cordillera de Mérida, del Páramo del Norte de los Andes, del Páramo de la Cordillera Central y la Provincia del Páramo (Morrone, J.J. 1999). Las diferencias corológicas entre metodologías constituyen variantes ligeras con un nivel de discusión que no es interesante para el presente estudio.

Para la FAO y el Ministerio de Medio Ambiente de Ecuador han realizado distintas versiones

de clasificación bioclimática que resultan similares a la realizada en el presente documento (Ministerio de Medio Ambiente, 2015). Si bien utilizan menos variables bioclimáticas, suelen contar con medios informáticos muy avanzados y enormes cantidades de datos para el trabajo más fino. Sin embargo, dudamos de la validez de al menos una parte de los datos, que suelen adolecer de fallos técnicos e instrumentales.

En todo caso, la realización de cartografías y análisis de vegetación potencial a pequeña escala está lejos de cubrir el área de estudio, y sólo pueden encontrarse mapas generales o fragmentarios a escala de mayor detalle.

V-1- Bioclimatología Holocena

El Holoceno ha supuesto, especialmente en los últimos siglos, la gradación o degradación generalizada de todos los ecosistemas. Hacia la mitad del Holoceno (6.000aAP) las zonas de vegetación migraron hacia arriba 300 a 400m por encima de los niveles actuales (Bradley, R.S. et al. 1985). Desde hace menos de 500 años, y especialmente en el SXIX-XXI los bosques están siendo sistemáticamente reducidos, fraccionados y convertidos en cultivos o pastos. Esto empuja a los biomas hacia la sabanización herbácea, la aridificación y desertificación, transformando las potencialidades bioclimáticas y produciendo una grave inestabilidad: los dominios morfoclimáticos y los bioclimas se desfazan con respecto al clima, alterando el paisaje radicalmente. Los desafíos ecosistémicos Andino-Amazónicos se han elevado a una magnitud y ritmo que no se habían producido en ningún momento del Cenozoico (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Los glaciares retirados desde el UMG han dejado amplias regiones en las cumbres y valles Interandinos, que han sido ocupados por el páramo en la actualidad. Resulta muy importante conocer los rangos altitudinales a los que se mueven los bosques de las laderas Orientales Andinas durante los ciclos glaciales para conocer su posible evolución en el Holoceno.

El bosque trópico ecuatorial Amazónico se extiende sobre casi cinco millones de Km², siendo la mayor selva del mundo. En su interior existen más especies que en cualquier otra región del planeta: 80.000 de plantas y más de 30 millones de especies de animales, en su mayor parte insectos. Durante el Cuaternario ha sufrido grandes cambios en su biogeografía y paisaje (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995). Han existido varios modelos de organización bioclimática en Suramérica, pero desde los años 70 había prevalecido el modelo de "Refugios Forestales" pleistocénicos de Jurgen Haffer (Haffer, J. 1969). Este modelo indicaba que durante las glaciaciones la selva del Amazonas tenía un clima más seco que el actual (lo que está comprobado, pero no se produjeron condiciones temporal y espacialmente homogéneas) reduciéndose la selva hiperhúmeda a refugios en terrenos relativamente más altos y rodeados por la sabana semiboscosa y semiárida (*cerrados* y *caatingas*). Durante este aislamiento, fuera

de los refugios debía producirse gran especiación local. En las condiciones típicas interglaciales ecuatoriales húmedas los refugios volvían a unirse en regiones muy enriquecidas en especies y generaban la gran biodiversidad. Sin embargo, a medida que surgen nuevos datos y estudios paleoecológicos y geológicos, se pone en duda la validez del modelo de los Refugios Forestales (Bush, M.B. & de Oliveira, P.E. 2005). En la actualidad se considera que la bioclimatología amazónica forma parte de un complejo temporal de variaciones bioclimáticas de larga duración. Durante los momentos de mayor aridez el bosque se transforma en deciduo-estacional monzónico, o bien se mantiene hiperhúmedo, mientras que sus bordes se ven amenazados por la aridificación de una sabana arbustiva primero, y una aridificación de sabana herbácea después. El modelo sahariano no puede extrapolarse a la Amazonía, ya que allí la modificación de los regímenes monzónicos por la modificación de los veranos y la ZCIT sobre África sí que ha supuesto aridez en períodos de 20.000 años, pero están relacionados con la posición del Ecuador térmico y su influencia en el monzón, y no con la aridez glacial. Durante el Holoceno la Amazonía ha ido recuperando la selva en sus márgenes y el interior de los grandes ríos y su dinámica se consideran hoy la clave de la superespeciación y biodiversidad. Sin embargo la evolución bioclimática cuaternaria del Norte de Suramérica es una de las más desconocidas (Argollo, J. & Mourguiart, P. (Eds.) 1995), (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Uriarte Cantolla, A. 2003).

V-1-1- Los componentes hídricos y edáficos

Los componentes hídricos y edáficos son elementos lo suficientemente transversales como para poder incluirse en los apartados de bioclimatología, pero también en la geomorfología e incluso en el componente humano (*terras pretas* y asfalto). El conjunto del área de estudio se vertebra alrededor de las cuencas principales, como vimos anteriormente, lo que da cuenta de la importancia de los ríos. La vasta extensión de 6 millones de Km² de la Cuenca Amazónica contiene el 60% de los bosques pluviales del mundo y gran parte de las cabeceras de los ríos llegan hasta las alturas más elevadas de los Andes. Es la cuenca más grande del mundo en drenaje actual y edad y entrega el 10% del toda el agua dulce que entra en el Atlántico (Behling, H. et al. 2010). La Cuenca Amazónica ecuatoriana se extiende sobre 136.500Km², lo que corresponde a la mitad oriental de Ecuador. Los límites políticos impuestos a un área

como esta no tienen mucho sentido. El río Amazonas contiene la quinta parte del agua dulce del mundo que circula por los ríos hasta los océanos. Su drenaje duplica al segundo más grande y tanto el segundo como el y tercer río del mundo en volumen son afluentes del Amazonas (Negro y Madeira). El nivel del agua no es constante a lo largo del año y la multiplicidad de sistemas que desaguan en el Amazonas hace que pase inundado una parte del año. En esos momentos los barcos pueden llegar a los cauces tributarios, que quedan obstruidos durante las sequías. Las altas temperaturas y las intensas precipitaciones provocan la rápida erosión y lixiviación química. Si no hay un horizonte de suelos formados esta lixiviación pronto lleva a la laterificación y la formación de caliches. Estas formaciones son resistentes y pueden quedar como testigos de ambientes cálidos y lluviosos, predominantemente estacionales. La vegetación se ha adaptado a la pérdida de nutrientes de las formas más complejas. Los bosques más grandes y exuberantes de la Tierra crecen sobre una cubierta de humus superpuesta a suelos paupérrimos producto de un lavado exagerado (Furley, P.A. 2007).

El régimen hídrico responde a la pluviosidad dominada por el Sistema Monzónico de América del Sur (SMAS). Los ríos occidentales de origen Andino son ríos de aguas blancas, con una carga sedimentaria estacional con bastantes nutrientes (Moquet, J.L. et al. 2018). Los que drenan los cratones y el interior (como el Curaray) contienen un sedimento mucho más orgánico y menos rico. Existen ríos con poca carga general y aguas cristalinas, pero son minoría en cuanto a drenaje total. La actual inundación anual de la cuenca troncal se calcula en más de 77,000Km² (Furley, P.A. 2007). Los dos regímenes diferenciados en las cuencas altas Andino-Amazónicas se corresponden con los niveles de precipitación. En uno de los casos se producen dos máximos paralelos al paso de la ZCIT, en marzo-abril el más importante y en octubre-noviembre el secundario. En el otro caso el derretimiento de la nieve y el hielo Andino y la dinámica de precipitaciones puramente de montaña se asocian para producir un máximo hidrológico en la estación seca de la llanura entre junio y julio. Este caso apenas produce variación en los niveles normales. Como ya vimos, las diferencias en el nivel pueden ser enormes en cuestión de unas pocas horas. Las regiones Amazónicas ecuatoriales están muy mal documentadas, debido a la dificultad que suponen los estudios hidrológicos en estas regiones remotas y salvajes. Relacionados con eventos ENOS- se han producido

episodios de sequías extremas, como en el año 2005 (Laraque, A. et al. 2006). El Pastaza y los ríos aledaños no han tenido el mismo cauce hasta hace muy poco. Las zonas altas del Megacono del Pastaza aún están sujetas a formidables procesos de dinámica fluvial en un contexto de aluvión de sedimentos de origen volcánico generadores de suelos negros no antropogénicos (Räsänen, M.E. et al. 1990). Los lagos Amazónicos permanentes se habían considerado poco frecuentes ya que se pensaba que todas las inundaciones en terreno llano habían eliminado el rastro de paleocuencas, y que las tierras inundables llamadas *várzeas* e *igapós* eran lo común. En parte aún es así, ya que los únicos lagos permanentes descritos están en la Amazonía occidental, a menos de 100km de la cordillera de los Andes y a menos de 700msnm ocupando cauces abandonados o más habitualmente pequeñas cuencas volcánicas endorréicas. Sus registros sedimentarios y polínicos registran las perturbaciones ecológicas y bioclimáticas de la Amazonía y los procesos de equilibrio-desequilibrio que mantienen la biodiversidad (Colinvaux, P.A. et al. 1985). Los cuerpos de agua en la Amazonía y las sabanas adyacentes se formaron entre 11.000 y 8.000aAP y fueron secándose o colmatándose con el discurrir del ciclo de Irion y la aridez conocida hasta hace 5.000 años (Behling, H. et al. 2010).

Aunque no se pueden hacer generalizaciones de las características de los suelos Andino Amazónicos, las propiedades físico químicas de las aguas que los irrigan permiten decir que los suelos naturales de la región altoamazónica ecuatorial se encuentran entre los menos improductivos de la Amazonía (Young, K.R. et al.2007b).

La fisonomía del dosel vegetal da cuenta de la diversidad de tipos de bosque que conforma un mosaico extremadamente complejo producto del relieve y los patrones edáficos subyacentes: lagunas, pantanos estacionales, tierra firme, zonas altas, zonas inundables, morfologías fluviales de diversa índole, suaves colinas y paisajes disectados permiten una variedad en la presencia y prevalencia de unos tipos de vegetación sobre otros. A esto hay que añadir la presencia humana, que distorsiona las formaciones, tanto más cuanto más cerca de los Andes nos encontramos. Los suelos varían en composición en los límites Norte y Sur donde se encuentran parches de vegetación decidua y sabana así como en las estribaciones periandinas. Los bosques peculiares, como el de lianas, en la actualidad reducidos, son distintivos de la

Amazonía central y su extensión actual es indicativa de perturbaciones geomorfológicas o bioclimáticas, pero también de carácter hídrico o edáfico (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

La vegetación cambia de forma rápida y radical con la altitud, desde los bosques ecuatoriales de las llanuras muy húmedas y cálidas hasta el páramo a más de 3.000msnm (Laraque, A. et al. 2006). La región interandina de Ecuador, en especial el páramo herbáceo, es conocida por los cambios en el uso del suelo que se han producido en el último milenio. La interacción de la ceniza volcánica y clima muy húmedo y frío produce suelos con un elevado contenido de carbono (100g/kg y 40g de C orgánico por cada Kg). Allí el clima frío y húmedo ha favorecido la acumulación de materia orgánica reforzada por la formación de complejos organometálicos muy resistentes a la descomposición microbiana. Las cualidades edáficas se relacionan con un caudal hídrico continuo y regular que desciende del páramo y es capital en el desarrollo regional (Buytaert, W. et al. 2006). En las regiones andinas los depósitos de la actividad volcánica y un clima suave han creado andisoles e inceptisoles en las laderas, valles de alfsoles y molisoles e histosoles muy profundos, de hasta 15 metros, en los páramos hiperhúmedos. La población se ha concentrado tradicionalmente cerca de suelos naturalmente fértiles y con climas suaves como las costas y la región interandina.

Los suelos con temperaturas medias anuales $>22^{\circ}\text{C}$ y mucha precipitación, son propios de climas ecuatoriales o tropicales de llanura y conocidos como hipertérmicos e isohipertérmicos, údicos y perúdicos. En cuanto a los tipos químicos, en la llanura la región occidental ecuatorial de la Cuenca del Amazonas los sedimentos derivan de los Andes volcánicos y resultan algo más ricos que los de carácter cratónico. Los sedimentos arenosos de carácter silíceo forman arenosoles infértiles que son fácilmente degradados por los flujos hídricos (Buol, S.W. 2007).

V-1-2- Zoogeografía

El estudio de la diversidad animal es fundamental para entender las variaciones bioclimáticas del pasado y cómo se comportarán estos animales frente a las variaciones futuras. Los animales ocupan sus nichos ecológicos y pueden movilizarse a otros, adaptándose de forma muy dinámica. Para el área de estudio son válidas las consideraciones más generales que

afectan al Norte y Centro del Subcontinente, debido en parte a que muchos de los estudios acerca de la variabilidad bioclimática durante el Cuaternario se han realizado basando sus análisis en la variabilidad, endemismo y distribución en general de los animales.

En Suramérica pueden encontrarse la mayoría de las especies animales neotropicales y los estudios relacionados con la Zoogeografía se multiplican anualmente. Los Andes tropicales son una de las regiones más importantes del Mundo en cuanto a diversidad y endemismo de mamíferos, aves, reptiles e insectos y en conjunción con la cercana Amazonía son contenidos la gran mayoría de los animales de Suramérica.

La fauna Amazónica es exuberante y abrumadora. Los monos, especialmente los monos ardilla son habituales incluso en las ciudades y pueden verse muy fácilmente, adaptados a una vida semiurbana.



Fig. 109: Monos Ardilla de Humboldt. El pequeño mono ardilla de Humboldt (*Saimiri sciureus cassiquiarensis*) es una visión común en la Amazonía Ecuatoriana. Foto: Daniel Boyano Sotillo, 2013

La mitad de los animales de Suramérica tienen orígenes norteamericanos (Orme, A.R. 2007b). Los factores ambientales responsables de los patrones de endemismo señalan que las áreas de mayor endemismo son aquellas con estabilidad ecoclimática en las que se moderan los impactos de los eventos meteorológicos extremos y las condiciones climáticas intensas. Esta moderación proporciona refugios a las especies durante las glaciaciones y los interglaciales y muchas especies endémicas son de hecho, poblaciones relictas que sobreviven en esas áreas estables (Meserve, P.L. 2007), (Mena, J.L. et al. 2011), (Herzog, S.K. & Kattan, G.H. 2011), (Larsen, T.H. et al. 2011).

Suramérica representa sólo el 12% de la superficie terrestre, pero es el continente más rico en casi todos los taxones, con un tercio del total. La mayoría de los endemismos se encuentran entre los Andes y la Cuenca Amazónica más occidental. La fragmentación continental y el aislamiento de Suramérica en el Cenozoico hasta el Gran Intercambio Biótico Americano ha sido el gran proceso que ha ayudado a esta biodiversidad, ayudado por la posición tectónica y el ascenso de los Andes. El evento de extinción masiva del Pérmico-Triásico afectó de forma fundamental también a Suramérica. En el Triásico Tardío podían encontrarse cocodrilomorfos, pterosaurios, lepidosaurios, dinosaurios, sinápidos y anfibios. A mediados del Mesozoico (160-100Ma) la separación de Gondwana y Laurasia se fue completando, lo que supuso un acontecimiento importante para la fauna no voladora. Este aislamiento terminó en el Cuaternario, pero habían existido conexiones lo suficientemente duraderas (como durante el Oligoceno) que permitieron la llegada de roedores hystricognatos y primates platirrinos. A finales del Mioceno y Plioceno llegaron animales a través de estrechos marinos, como los mapaches a Suramérica y perezosos a Norteamérica. El puente permanente tardó un poco más en llegar y aún se abrió y cerró varias veces hasta el Pleistoceno. En el intercambio los mamíferos fueron los más evidentes, por su tamaño y dispersión, con 17 familias: camélidos, cérvidos, équidos, tapíridos, tayasúidos, cánidos, félidos, úrsidos, quirópteros, gonfotéridos, dasipódidos, gliptodontes, hidroquéridos, eretizóntidos y en una segunda oleada toxodontes, otros primates y roedores, bradipodios y mirmecófagos. El 75% de los mamíferos Suramericanos se han extinguido entre el UMG y la actualidad, incluyendo la mayoría de los más grandes. Las especies adaptadas a la aridez sufrieron tasas de extinción más elevadas durante el Cuaternario Suramericano. Además del cambio climático las causas de la extinción

han podido incluir las actividades antropogénicas relacionadas con las modificaciones bioclimáticas, nuevas enfermedades, plagas y parásitos. Otros taxones como las aves y los micromamíferos fueron afectados en menor medida. Los Andes han sido un rasgo dominante del paisaje Suramericano y la distribución de los vertebrados desde el Cenozoico. El levantamiento Andino influyó en la generación de sombras de precipitación y la insularidad bioclimática en las pulsaciones glaciales, lo que afectó fundamentalmente a la distribución de la vegetación, pero de forma directriz afectó la diferenciación local, aislamiento, especiación, dispersión y conexión de la fauna. Suramérica sigue siendo un continente de fauna megadiversa, en especial para los vertebrados. Con las actuales tendencias bioclimáticas, es improbable que esto continúe (Meserve, P.L. 2007), (Furley, P.A. 2007). En los Andes y la Amazonía se encuentran la mayor cantidad de endemismos de un mismo taxón de vertebrados, con el 95% de los anfibios (como los mamíferos australianos) pero con la mayor densidad y descubriéndose 100 nuevas especies al año. Algo similar ocurre con la herpetofauna y los reptiles en general con un enorme endemismo. Existen 3000 especies de serpientes, un 40% del total de los reptiles que incluyen 60 especies marinas. 332 son otros grupos, en especial tortugas, cocodrilos, y otro 50% son lagartos y varanos. El 90% de los reptiles son endémicos.

Los peces merecerían un apartado para sí mismos ya que se describen centenares de especies nuevas al año en Suramérica, con los ciprínidos ausentes naturalmente. Entre las especies nativas los characiformes tienen 18 familias, de las cuales 7 son endémicas. El bagre y el orden siluriforme está representado con más de 30 familias, 8 endémicas. Además pueden encontrarse una gran variedad de otras familias: peces eléctricos, rayas y muchos otros, introducidos en parte. La distribución de los peces Suramericanos es muy importante para entender la morfología hidrológica pasada y se puede seguir la distribución de las especies dominantes y las introducidas y reconstruir de ese modo las conexiones de cuencas pasadas (Meserve, P.L. 2007).

Los insectos son el 80% de las especies animales conocidas con mayor biomasa animal y funciones ecológicas primordiales, pero menos del 10% de las más de 30 millones de especies están registradas. La megadiversidad de insectos tropicales propone uno de los mayores retos para la ciencia y la entomología Amazónico Andina aún tiene muchísimo trabajo por delante ya que no pueden hacerse inventarios exhaustivos y los estudios se concentran en taxones

concretos. Como muchos insectos se asocian con plantas muy determinadas, el gran endemismo vegetal de los Andes tropicales y el Amazonas (más de la mitad de las especies) señalan un nivel similar en los insectos que está confirmado en los Andes Tropicales. Entre los insectos ecuatorianos, las polillas, mariposas, escarabajos coprófagos y las hormigas son los taxones más estudiados y ampliamente distribuidos, con grados de diversidad y endemismos críticos. El 20% del total de las especies de insectos son escarabajos y el páramo ecuatoriano es una región excepcionalmente nutrida de ellos. El 94% de los miembros de la familia Carabidae son endémicos en el páramo ecuatoriano, pero entre uno de cada cuatro y uno de cada tres insectos parameros los son, muchas de las cuales no vuelan. No existen estudios específicos de la relación entre el cambio climático y los insectos Andinos, pero las evidencias en otro tipo de estudios indican que ya están alteradas las distribuciones de insectos, existiendo retracciones y extinciones en cascada debidas a la pérdida de hábitat y otras alteraciones antropogénicas (Larsen, T.H. et al. 2011).

Un tercio de todas las especies de aves del mundo se encuentran en Suramérica. Los Andes Tropicales y la Amazonía son similares en cuanto número de aves y aunque la Amazonía es 14 veces más grande, en 300Ha de bosque Amazónico occidental pueden encontrarse 300 especies de no passeriformes. El 45% (366 especies) de todas las familias aves de Suramérica se encuentran en los Andes tropicales. Las aves son el taxón biológico mejor conocido y la riqueza ornitológica de los Andes tropicales refleja la gran diversidad a todas las escalas. En los Andes y la Amazonía ecuatoriales destacan los colibríes, horneros, tángaras, semilleros y gorriónes, hormigueros terrestres, tororois o gralarias, atrapamoscas, rinocriptidos, guacamayos y loros. La riqueza de especies de aves se relaciona directamente con la complejidad del hábitat y la precipitación/humedad ambiental. A escala local la riqueza de aves se reduce con la altitud de forma lineal, con el máximo en la actual línea de bosque y constituyen el mejor bioindicador al respecto, al poder hacerse estas correlaciones y obtener los desfases geográficos y temporales. Las jerarquías en la distribución de las aves se propagan como estrechas cintas altitudinales favoreciendo el aislamiento poblacional y la especiación (Herzog, S.K. & Kattan, G.H. 2011), (Meserve, P.L. 2007). En América del Sur siguen descubriéndose especies nuevas de mamíferos. Los pequeños murciélagos y roedores son los grupos más diversos y representan más del 50% de todas las especies del Mundo. Los murciélagos son bioindicadores que muestran las alteraciones del hábitat, al ser muy sensibles

a los cambios en el mismo y especialmente en los gradientes altitudinales.

A pesar de la pequeña superficie de Ecuador, es un país megadiverso y los mamíferos han radiado espectacularmente (Mena, J.L. et al. 2011). El 25% de los marsupiales del mundo (71) se encuentran en Suramérica, con dos tercios de ellos endémicos. Así como 29 de los 30 xenartrans (perezosos, armadillos y osos hormigueros). Otros taxones incluyen los primates con 104 especies y un 37% del total, quirópteros con 219 especies y el 22% y 522 especies de roedores, el 25% especialmente roedores sigmodontinos (alrededor de 286 especies; 67%) y roedores histicognatos (180 especies; 72%) (Meserve, P.L. 2007).



Fig. 110: Vicuñas en el páramo. La vicuña (*Vicugna vicugna*) es un camélido representativo del páramo que llegó casi a desaparecer en el S.XX y fue reintroducido en muchos páramos Andinos. Los camélidos Suramericanos se dividen en dos ramas: la vicuña y su versión domesticada, la alpaca (*Vicugna pacos*) y los mucho más grandes camélidos del Sur, el guanaco (*Lama guanicoe*) y su versión domesticada, la llama (*Lama glama*). Foto: Daniel Boyano Sotillo, 2015.

V-1-3- Vegetación

El área de estudio tiene la biodiversidad y riqueza vegetal por unidad de superficie más alta de toda Suramérica y su oriente Amazónico es líder mundial a este respecto. Después de más de 10.000 años desde la última glaciación, la vegetación todavía está adaptándose y completando la cubierta potencial de sus rangos geográficos. En algunos casos la velocidad con la que las especies vegetales migran es sincrónica con el cambio ambiental. Resulta inquietante saber que existen mecanismos de adaptación que aún no conocemos y que pueden resultar fundamentales con las capacidades de los bioclimas (Beiler, K.J. et al. 2009), (Song, Y.Y. et al. 2010), (Gorzalak, M.A. et al. 2015). Cada especie vegetal responde de forma concreta y local en función de su preadaptación a las nuevas situaciones que les han permitido sobrevivir en el mismo lugar o migrar a regiones más adecuadas (Jørgensen, P.M. 2011). Nuestros conocimientos sobre el origen y evolución de la flora Andina señalan la importancia de los ciclos, procesos y eventos climáticos del Cuaternario y en función de estos, la migración altitudinal de las comunidades vegetales. La mayor parte de las comunidades vegetales en los altos Andes son nuevas y están vinculadas a taxones de altitudes menores, con origen en las regiones templadas y distribución anfitropical (Young, K.R. et al. 2007b). La mayoría de las comunidades vegetales combinan aspectos estructurales y biogeográficos que determinan la composición de especies que coexisten en regiones con procesos ecológicos, climas, sustratos edáficos y gradientes ambientales parecidos. Los legados de las glaciaciones, los regímenes evolutivos pasados, las extinciones selectivas y las conexiones con otros continentes han dejado sus marcas en la vegetación, así como la dejan los procesos ecológicos actuales. En pequeños períodos de tiempo la rápida modificación ambiental podría estar fuera de la capacidad de cambio de las especies y comunidades vegetales y las tasas de extinciones aumentadas son un hecho (Young, K.R. et al. 2002, 2007a).

Casi el 50% del bosque pluvial actual está incluido en los $5,6 \times 10^6$ Km² de la Cuenca Amazónica, que conforma así el área de bosque tropical continuo más grande de la Tierra. La vegetación de la Amazonía es importante en la hidrología y el clima regional y mundial y entre un tercio y la mitad de las precipitaciones en la Amazonía occidental son producto de la evapotranspiración de la parte oriental. Los bosques y suelos Amazónicos contienen aproximadamente el 10% del carbono terrestre mundial y aunque aún se debe determinar si

son sumideros o productores del mismo, su liberación debida a modificaciones bioclimáticas o acción humana tendría gravísimas consecuencias atmosféricas mundiales. La Amazonía no es una región homoclimática, sino que el Norte y Sur reaccionan distinto a los forzamientos como ENOS y está muy regionalizada en función de la estacionalidad e interanualidad de las precipitaciones.

La radiación moderna de especies tiene su origen en el Mioceno. Durante el Cuaternario los ratios de extinción fueron mayores que la especiación y migración, provocando una reducción regional de la biodiversidad que acabó en el Holoceno con unas diversidades menores que las actuales (van der Hammen T. 1992), (Jaramillo, C. et al. 2010), (Behling, H. et al. 2010). Los mayores cambios biogeográficos regionales se produjeron al borde de la cuenca, entre el bosque y la sabana edáfica. Las poblaciones de varios taxones Andinos se desplazaron al menos 700m hacia abajo en las estribaciones Andinas orientales de la Amazonía ecuatoriana cerca del pico del UMG Amazónico (37.460- 31.240aAP) (Liu, K. & Colinvaux, P.A. 1985). La distribución de estas poblaciones durante los períodos fríos del Cuaternario en la Amazonía las sitúa en las laderas de los valles de los ríos como indicador del enfriamiento en las latitudes bajas de la llanura Suramericana.

Las oscilaciones decenales-centenarias del clima provocaron períodos más secos durante el Holoceno tardío en la Amazonía Central (4.320, 2.100 y 630aAP) y Ecuador, entre 4.720 y 3.350aAP, entre 4.820 y 4.200aAP, y entre 1.350 y 700aAP. Esto se ha interpretado como una tendencia de un clima más seco y estacional en el inicio del Holoceno a un Holoceno tardío más húmedo desde 4.600aAP en adelante. El bosque moldeado por el enfriamiento glacial y la modificación de las precipitaciones es el que ha llegado al final del Holoceno, preparado y adaptado para las transformaciones del Cuaternario (Behling, H. et al. 2010).

El límite biótico altitudinal superior actual en el área de estudio está en los 4800msnm, muy bajo en los Andes tropicales. La disponibilidad de agua afecta de forma directa al crecimiento y composición de las comunidades vegetales, desde una situación de humedad permanente a una de aridez debida al frío en cuestión de pocos Kilómetros. El Oriente ecuatoriano experimenta la precipitación más alta de la Cuenca Amazónica y sus valores disminuyen hacia el Norte y el Sur, con localismos de alta precipitación orográfica (Kessler, M. et al. 2011).

A continuación se presentan los principales bioclimas tal y como se han distinguido tradicionalmente en el área de estudio: los Páramos, los Bosques nublados y los Bosques Pluviales.

V-1-3-1- Los páramos

El Páramo es una franja vegetacional de ecosistemas de montaña que se sitúa a partir de los 3000msnm. Los páramos se componen de una matriz de pastizal y otros tipos de vegetación como el achupallal, adaptados al frío y la humedad constante con matorrales abiertos y un suelo húmico y altamente orgánico que no hay que desdeñar como forzamiento ambiental. Su origen está en el acondicionamiento de las cumbres Andinas desde el Plioceno, con la tendencia al frío y la aridez y el ascenso orogénico acelerado de los Andes en ese período. Su endemismo vegetal es muy elevado producto de la fragmentación en el Holoceno (Young, B.E. et al. 2011). Alberga alrededor de 5.000 especies de plantas diferentes. Esto puede no parecer mucho en comparación con la selva, pero dos tercios de ellas son endémicas. Son tipos de vegetación no leñosa con las gramíneas y las juncias como familias dominantes, aunque otras familias varían los porcentajes mucho en función de la altitud. El páramo se encuentra altamente antropizado por el pastoreo y el fuego y algunos pastizales en los que se superan los 1.200mm de precipitación anual se consideran resultado de la quema de la vegetación forestal.

Los pastizales andinos tienen entre 20 y 150cm de altura con predominio de hierba cespitosa. Las familias con más géneros (más de 500) representadas son Apiácea, Asterácea, Brassicácea, Phyllácea, Gentianácea, Lycopodios, Orobancha, Poácea, Rosácea y Scrophulariácea. Más abajo se incluyen Fabácea, Verbenácea, y Solanácea, así como los comunes Calceolariácea, Caryofilácea y Campanulácea. El pastoreo excesivo transforma el aspecto del pastizal en unas formas más cortas con áreas yermas abiertas. Las formas pequeñas producto del pastoreo son empujadas al enanismo también en las áreas con una estacionalidad definida en la precipitación. Si existe humedad todo el año el pastoreo pervierte las prevalencias vegetacionales y el páramo manifiesta comunidades arbustivas de Asteráceas, Ericáceas, Fabáceas y Rosáceas, chamephytes y hemicriptofitas rastreras con elementos leñosos intercalados en suelos rocosos. Los páramos más estacionales suelen ser los más bajos y donde la agricultura es más intensa y los suelos están mejor desarrollados; allí

la tendencia es que los ciclos de vida sean anuales o bianuales (Young, K.R. et al. 2007ab).

Entre los 3.500 y 4.500msnm predominan los pastos con parches de *Polylepis sp.* y *Gynoxys sp.* en lugares abrigados y a lo largo de los flujos de agua.

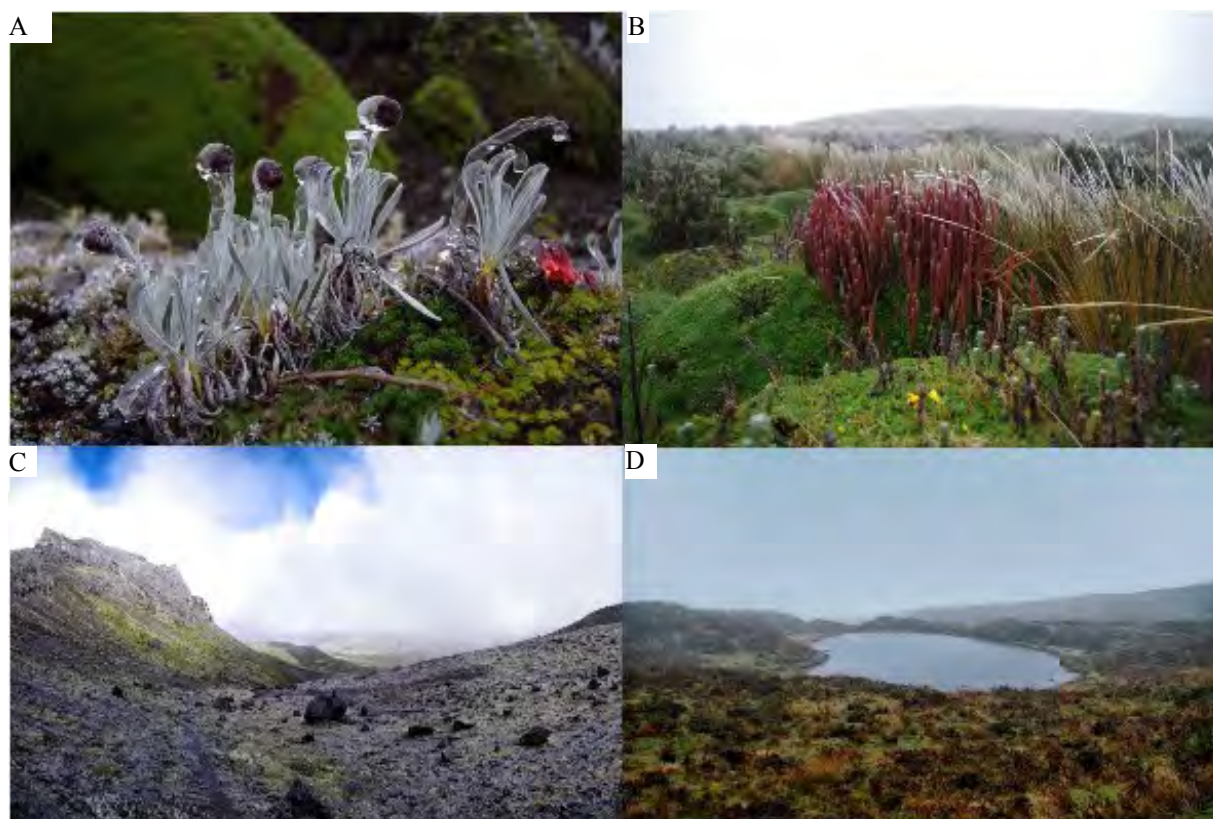


Fig. 111: Paisajes representativos del Páramo. A: tapiz paramero a primera hora de la mañana, cuando el hielo aún no se ha descongelado. B: páramo mullido y megadiverso. D: El páramo semiarbustivo permanentemente húmedo. C: superpáramo; las estructuras vegetales quedan reducidas por la falta de condiciones ambientales y edáficas. Fotos Patrick Reuter, Altar, 2018.

El superpáramo es una estrecha franja de vegetación rala que llega a línea de nieve. Esta franja discontinua entre los 4.000 y 5.000msnm sufre heladas nocturnas y aunque la humedad y la lluvia es casi continua en función de la orientación, las temperaturas diurnas no permiten la acumulación de nieve. Las plantas se ocultan en grietas del sustrato rocoso frente a la oscilación térmica, la erosión eólica y la herbivoría. Suelen estar superadaptadas o incluso ser endémicas debido a la reciente insularidad (Vuille, M. et al. 2000), (Buytaert, W. et al. 2006), (Kessler, M. et al. 2011). Las precipitaciones y la humedad del aire en el superpáramo son

relativamente bajas y la oscilación térmica diaria tan acusada que se produce crioturbación localizada del suelo, en un dominio morfoclimático periglacial que determina la composición de las formas de vida vegetal. La vegetación más destacable en el superpáramo son los musgos, líquenes, frailejones y lupinos (chocho o altramuz). La vegetación altoandina es pobre en especies (menos de 1.000 por encima de los 4.500msnm para todos los Andes), y las unidades fitosociológicas se reducen a menos de una docena de especies de los géneros *Azorella*, *Baccharis*, *Draba*, *Gentianella*, *Lachemilla*, *Nototriche*, *Senecio*, *Valeriana*, *Calamagrostis*, *Festuca* y *Poa*. La vegetación superparamera está dominada por especies perennes y leñosas que forman pequeños bosques o matorrales (*Polylepis*, *Pentacalia*) donde se acumulan las especies como “islas dentro de islas” (Young, K.R. et al. 2007ab).

V-1-3-2- Los ecosistemas acuáticos Andinos

Los ecosistemas acuáticos de los Andes y su biodiversidad son quizá los menos estudiados de los Andes tropicales. Están compuestos por una amplia gama de tipologías ambientales: lagunas, humedales, manantiales geotérmicos y ríos que forman la cabecera de la Cuenca Amazónica. La red hidrográfica Andino Ecuatorial está dominada por sistemas exorréicos que fluyen hacia el Atlántico como ríos de cabecera alimentados por el deshielo de los glaciares, las precipitaciones y las lagunas en contacto con los humedales parameros. Por debajo de 3.000msnm los lagos son menos numerosos y estacionales y pasan a ser representativos los ríos de montaña de alta velocidad y mínima presencia de macrófitas. Las algas de los Andes Ecuatoriales han sido muy poco estudiadas y hay poco datos sobre endemismos. La mayor parte de los estudios se realizan en lagunas altoandinas, donde se han encontrado más de 1.500 de especies de diatomeas. Los pocos estudios en los ríos señalan que la diversidad de algas es mayor allí.

Alrededor del límite con el Altopáramo se sitúan una buena cantidad de lagunas y humedales Andinos de gran belleza e importancia biológica.



Fig. 112: Páramo de El Cajas. El Cajas no se encuentra en el área de estudio por muy poco, pero representa un ejemplo de estos humedales. Foto: Juan Morán, 2016

En los ríos del páramo ecuatoriano la vegetación macrófita sumergida se compone de sólo dos especies: *Myriophyllum quitense* y *Potamogeton paramoanus*. La vegetación anfibia es más diversa e incluye los géneros *Callitriche*, *Ranunculus* y *Lilaeae*. Los ríos del páramo ecuatoriano son menos diversos cuanto más altos (Maldonado, M. et al. 2011).

Es en el nivel Alto Andino, por encima de los 3.000msnm, donde se encuentran la mayor parte de los ecosistemas acuáticos, casi siempre en el páramo. Las turberas, pantanos y bofedales son típicos ambientes alto Andinos que forman humedales. Están compuestos por comunidades adaptadas a los suelos saturados y asociadas a los márgenes de lagos y ríos. Al igual que otros tipos de vegetación paramera, su origen y biota responden a las condiciones físicas afectadas por la antropización. La distancia a los centros poblados y encontrarse en contra de la pendiente con respecto a las zonas pobladas los ha salvado de la contaminación directa. Suelen ser lagunas proglaciales o tectónicas (las menos) con una pequeña minoría de origen volcánico. En Ecuador la suma de las lagunas mayores a 25ha representa casi 500 km². El conjunto de Ozogoché-Totoras es el ejemplo paradigmático de lagunas proglaciales, en este caso sobre un sustrato volcánico. Son de carácter oligotrófico y contienen pocas especies, estrictamente acuáticas y tolerantes a suelos saturados incluyendo menos de 500 especies para

el conjunto Andino. Las familias más representativas son Asteráceas, Crasuláceas, Cyperáceas, Isoetáceas, Juncáceas, Poáceas, Potamogetonáceas y Ranunculáceas. El número de lagos y humedales disminuye mucho por debajo de los 3.000msnm, con una larga historia de uso agrícola e intervención humana. Algunos taxones se comportan como malezas, hierbas rastreras, trepadores y bambúes que son eliminados como mala hierba en los límites con los cultivos.(Young, K.R. et al. 2007ab), (Maldonado, M. et al. 2011).

Los líquenes y musgos son en las regiones parameras y acuáticas megadiversos y nos encontramos en una de las regiones más ricas del mundo, no solo a grandes alturas, donde las ramas pueden estar densamente cubiertas, sino también en las selvas hiperhúmedas de las vertientes orientales donde es posible encontrar *más de 100 especies en un solo árbol* (Sipman, H.J.M. 2011). Los musgos y hepáticas son responsables de la conservación del suelo y el agua en altura. La degradación del páramo y de los bosques montanos altera las briófitas y produce la pérdida de suelo y humedad. Los musgos y líquenes están extensamente presentes en la llanura, pero es en los Andes a partir de los 1.000msnm donde se pueden encontrar más del 80% de las especies (Churchill, S.P. 2011).

V-1-3-3- Los Bosques de Montaña y los bosques nublados

Las mayores extensiones boscosas de los Andes se encuentran en los ambientes más húmedos situados entre 1.000 y 3.500msnm, aunque en la actualidad están fragmentados espacialmente debido a la actividad humana y la falta de conectividad de la montaña.

Los bosques nublados se han localizado durante el Holoceno en la vertiente oriental de los Andes ecuatoriales y tienen un importante grado de endemismo. Puede verse como un dosel forestal muy cerrado con los árboles cubiertos por una densa capa de epífitas entre las que destacan las orquídeas, los helechos, y los líquenes y musgos. Sus distribuciones pueden ser reducidas espacialmente y fragmentadas, ya que se mantienen sobre los 3.000msnm o bien incrustadas en las incisiones fluviales como la del Pastaza. Esto hace que las comunidades más bajas puedan encontrarse por debajo de los 1.700msnm y las diferencias entre los rangos superiores e inferiores sean muy grandes (Young, B.E. et al. 2011).

Los bosques nublados de alta montaña están presentes desde los 2.500 y los 3.500-

3.900msnm y habitualmente se alcanzan entre 5 y 20 metros de altura. Cuando la cubierta edáfica no está completamente desarrollada o la vegetación ha sido alterada los árboles tienden a no crecer y se mantienen como un sustrato arbustivo denso.

Los géneros arbóreos más característicos son *Axinaea*, *Cervantesia*, *Columellia*, *Drimys*, *Escallonia*, *Gaiadendron*, *Hedyosmum*, *Ilex*, *Miconia*, *Myrsine*, *Styrax*, *Symplocos* y *Vallea*. El bosque bajo se compone de bambú, arbustos y trepadoras de los géneros *Chusquea*, *Clematis*, *Jungia*, *Mutisia*, *Piper* y *Passiflora*. A mayor altitud los bosques se abren conteniendo los géneros *Buddleja*, *Gynoxys* y *Polylepis*, en contacto con el páramo. Los bosques nublados incluyen las familias clásicas: Laurácea, Melastomatácea, Myrtácea, Rubiácea, y Solanácea que varían lentamente en función de la mayor sequedad hacia las Fabácea y Asterácea.



Fig. 113: Bosque de papel. El Bosque de *Polylepis*, queñual o bosque de papel era un ecosistema dominante en los Andes antes de la llegada del ser humano. Durante el Holoceno estos bosques han sido reducidos a parches testimoniales, sustituidos por pastos y cultivos como consecuencia de su uso intensivo. Foto: IPS, El Cajas.

Los bosques nublados y perhúmedos que se encuentran a 1.000msnm son tan diversos y complejos como los propiamente Amazónicos pluviales, o incluso más, y se encuentran en las laderas expuestas al enfriamiento adiabático del aire, la niebla y la lluvia. Estas especies están adaptadas a la humedad constante y suelos ácidos y poco nitrogenados. Los árboles y arbustos leñosos están compuestos por Annonácea, Arecácea, Burserácea, Euphorbiace, Fabácea, Laurácea, Melastomatácea, Meliácea, Morácea y Rubiácea. En los bosques premontanos se solapan especies de llanura con las propiamente montanas e incluyen agrupaciones endémicas altamente especializadas con *Brunellia*, *Ceroxylon*, *Hieronyma*, *Meliosma*, *Miconia*, *Myrcianthes*, *Saurauia* y *Sapium* como los taxones más representados. La pendiente pronunciada y la dinámica de laderas intensa, la perturbación edáfica o los vientos fuertes reducen el tamaño de los individuos, pero en cualquier caso oscilan entre 25 y 30 metros de altura. Hay especialización para reocupar los escombros producidos por la dinámica de laderas y fluvial. Los pisos bajos se componen de una tupida red arbustiva y herbácea de Arácea, Bromeliácea, Ericácea, Gesneriácea y Piperácea. Los bosques con un clima más estacional han sido deforestados ampliamente, así que sólo quedan restos forestales propiamente dichos en barrancos y zonas inaccesibles, o dominando los márgenes de los ríos con alisos (*Alnus acuminata*) y especies de hoja caduca (Young, K.R. et al. 2007ab). Los bosques estacionales Andinos en el Ecuador están adaptados a cierta sequía estacional y están formados por árboles deciduos de pequeña talla y ramas gruesas. En nuestro área de estudio se localizan en valles interandinos fragmentarios y dependientes de las sombras de precipitación. La mayoría de las especies de plantas tienen mutualismos con hongos y animales, con una especial intensidad de la zoocoría y zoopolinización y rara anemocoria y anemogamia. Los arbustos dominan las áreas sujetas a incendios, el uso forestal demasiado intensivo o con uso ganadero. La ornitocoría y la germinación programada para producirse al comienzo de la temporada de lluvias son la norma en el estrato arbustivo (Young, K.R. et al. 2007ab, 2011).

V-1-3-4- Los bosques pluviales Amazónicos

Los bosques y sabanas de la Amazonía occidental contienen la mayor biodiversidad de la Tierra, con más de 50.000 especies de plantas con semilla. Hay potencialmente 12.500 especies de árboles grandes en el Amazonas y aproximadamente 16.000 especies cuyo tronco supera los 10cm de diámetro (Furley, P.A. 2007), (Steege, H. et al. 2016). Existe una disminución lineal de la biodiversidad vegetal con la altitud y hacia familias montanas como Laurácea, Melastomatócea y Rubiácea. Los helechos arbóreos llaman la atención en cuanto a su porte y abundancia en las altitudes intermedias de 1.200-1.700msnm, en el bosque nublado. La diversidad de árboles y lianas del Holoceno Amazónico-Andino es muy alta y hasta aproximadamente los 1.500msnm Leguminoseae y Bignoniaceae son las familias más importantes (Kessler, M. et al. 2011). Hacer una enumeración de los géneros o familias existentes en la Amazonía occidental supone un esfuerzo inocente y fútil. El bosque pluvial Amazónico está completamente establecido en la llanura, por debajo de los 1.000msnm y entre los 5°N y los 10°S. Esto quiere decir que la luz del día apenas varía a lo largo del año, aunque existen picos de nubosidad que limitan la cantidad de horas de Sol. La temperatura constante entre 23 y 27°C puede producir déficit de agua por la enorme ETP si los valores de precipitación no superan 100mm algún mes.



Fig. 114: La selva de El Coca. La selva tropical aún resiste el empuje de la antropización. Su enorme extensión y diversidad suponen un reto investigativo. En la foto, la Ciudad de El Coca en 2018. Es la última frontera con el bosque pluvial Amazónico. Foto: Juan Morán Sáez, 2018.

Los microclimas en este ambiente homogéneo son de importancia mayor, en especial cuando se abren claros en el bosque o sucede algún tipo de disturbio fluvial. El ciclo de nutrientes y su conservación se realiza en función de una biomasa en superficie cuya función protectora y absorbente reduce la escorrentía que podría incidir en el suelo, erosionándolo, y retiene el agua y los nutrientes. Esta biomasa de horizonte primario es la hojarasca, la estera radicular y los micorrizomas, que se encuentran en equilibrio dinámico y cuya importancia en los desarrollos forestales Amazónicos se empieza a entender recientemente.

El bosque de tierra no inundada, llamada “tierra firme”, es el que se encuentra por encima de las mayores inundaciones y es el más común en la Amazonía occidental. Es un bosque estratificado con un dosel principal muy denso y característico de los que se ha llamado tradicionalmente "bosque primario". Bajo esta bóveda de entre 25 y 35 metros de altura se encuentran los estratos del follaje de plantas leñosas no frondosas como las versiones silvestres de la palma, el cacao y la banana. Los arbustos son escasos excepto en los claros, donde a menudo son los primeros en colonizar los nuevos espacios creciendo extraordinariamente rápido. El resto de este bosque primario es oscuro y franco. Los troncos son alargados por la competencia por la luz y no hay necesidad de cortezas gruesas, ya que en estado natural no existen ni el frío, ni la aridez, ni el fuego. Las hojas están adaptadas a los distintos ambientes de los estratos boscosos, incluso en el mismo árbol: desde pequeñas, duras y microfilosas en la parte superior a grandes hojas suculentas cerca del suelo. Las raíces son poco profundas, gruesas y radiales, ya que no deben buscar humedad y los nutrientes se encuentran en la superficie. Muchas plantas están adaptadas de algún modo a las omnipresentes hormigas, que actúan como las verdaderas jardineras de la selva.

Hacia los Andes y el Sur se puede encontrar el bosque de transición premontano que vimos anteriormente. Son comunes los bosques de lianas así como los bosques de llanuras de inundación y humedales donde la vegetación acuática y semiacuática se expande estacionalmente, conocidos como *várzeas*. También es común el bosque de manglares de agua dulce. El tapiz selvático semeja un puzzle inconmensurable de distintas tipologías boscosas. Resultantes de la actividad antrópica, una parte importante de la selva está cubierta por bosques secundarios. Un tercio del bosque Amazónico está gravemente perturbado y hasta una cuarta parte se encuentra en una fase de sucesión primaria sobre las extensiones

deforestadas (Furley, P.A. 2007). El bosque secundario se compone de una variedad asombrosa de plantas en crecimiento arbustivo, en profunda competencia, con una multiplicidad de pinchos, pelusas, cortezas y raíces urticantes, cortantes y lacerantes e insectos venenosos que defienden sus plantas anfitrionas frente a otras plantas y animales. Cuando este bosque se encuentra en una zona inundable se convierte en infranqueable, exuberante de vida pero extremadamente hostil a la actividad humana.

V-1-4- Metodología del análisis bioclimatológico

La base de datos climatológica que habíamos creado y georreferenciado, y a partir de la cual se interpolaron cartografías para obtener la regionalización climática de los climas de la actualidad y estimar los del Último Máximo Glaciar, fue utilizada para calcular los índices bioclimáticos planteados para ambos momentos temporales, permitiendo un análisis lo suficientemente intenso y amplio. La tabla calculada (Fig. 115) se preparó en el entorno SIG para realizar interpolaciones y geoprocesamientos que nos dieran como resultado distribuciones y tendencias. Los índices bioclimáticos y fenológicos sobre los que realizamos el análisis son: Climáticos; T: temperatura media anual M, m: temperatura media de las máximas y media de las mínimas del mes más frío, precipitación y temperatura media anual. Bioclimáticos y fenológicos; Termicidad, Índice Ombrotérmico. Índice de Aridez de Lang y de Martonne. Índice de Walsh y Lawler de intensidad y duración de la estación seca, o de Estacionalidad (Walsh, R.P.D. & Lawler, D.M. 1981), Evapotranspiración Potencial según Turc y Concentración de la PP, los cuales nos darían una aproximación altitudinal de los Bioclimas siguiendo las recomendaciones de las autoridades locales para el estudio de la bioclimatología y fenología ecuatoriana. (Ministerio del Ambiente del Ecuador. 2013), (Melo, P. et al. 2013), (Herrera, X., et al. 2013) y dependiendo de las necesidades del análisis y las capacidades de nuestra base de datos y capacidad de procesamiento.

Muchas de las ecuaciones que daban lugar a los índices eran sencillas y no necesitaban mucha supervisión. Otras en cambio se realizaron en una matriz de cálculo por las limitaciones propias de los SIG. Las bases se georreferenciaron y adecuaron de forma muy similar al trabajo realizado con el clima, pero con una mayor cantidad de variables. Los Datos externos corresponden a las capas de cartografía general (altimetría, planimetría e hidrografía), a partir

de las cuales se realizaron modelados, delimitaciones y procesamientos como el DEM y las delimitaciones altitudinales. El proyecto de ArcGIS creció hasta incluir las nuevas tablas con los atributos, preparadas para el procesamiento bioclimatológico.

In_Aride_9	In_Arid_10	In_Arid_11	In_Arid_12	lod2_N_13	In_estacio	indice_d	ETR_Turc_N	In_Concent	lod3_N_13	Clima
23,590749	19,894737	18,729269	16,549869	1,875919	0,3489	36,630515	520,844663	3,633986	2,092525	Cfb
20,689655	26,949153	23,510204	17,349398	1,657264	0,4794	36,882934	453,405215	4,453276	1,810296	Cfb
14,302182	24,701523	28,475916	25,047345	1,752974	0,4835	38,26802	468,301425	4,54185	1,843947	Cfb
15,137016	26,062659	29,334421	28,5	1,221828	0,6058	38,739901	466,177338	5,384856	1,499646	Cfb
20,341737	20,529465	22,949285	16,608326	2,418246	0,3818	41,466556	438,22079	3,530339	2,552923	Cfb
10,731973	18,52517	22,770068	20,50068	1,462241	0,7485	42,389212	424,184598	3,375202	1,575934	Cfb
17,302326	32,876712	30,535714	26,431718	1,177904	0,7099	43,541836	439,90431	5,490505	1,407799	Cfb
20,66808	34,241942	29,168704	23,771937	1,619164	0,5922	43,751916	511,602932	4,674176	1,957491	Cfb
18,976744	26,849315	24,104803	20,25974	1,972625	0,5901	44,283414	448,11896	4,411901	2,227858	Cfb
24,053452	29,306585	27,017842	20,482931	2,779865	0,2989	44,853494	482,24835	4,283562	2,854996	Cfb
17,831232	32,677013	38,071775	29,767218	1,366761	0,6884	53,434087	432,2707	5,165154	1,884407	Cfb
6,302793	29,373836	24,611465	28,574228	1,40634	0,6916	55,210375	432,162783	4,47544	1,774256	Cfb
22,545622	40,303448	46,374384	34,608615	1,771267	0,6808	64,268431	470,508253	5,106261	2,910208	Cfb
26,498789	26,869817	39,521677	46,04943	1,488066	0,6961	66,683394	492,206365	4,926255	2,088504	Cfb
25,265141	44,532974	40,059219	44,129206	2,429618	0,5179	67,233523	545,659665	5,030691	2,892596	Cfb
49,606299	39,847328	33,333333	25,494505	3,10241	0	69,337349	744,90322	3,64802	3,293373	Cfb
34,894454	29,259392	27,858676	24,440072	3,73301	0,5333	69,903722	556,701682	3,234211	3,812298	Cfb
31,741551	34,902584	33,178926	25,93837	4,143281	0,3434	71,220356	473,186805	3,635708	4,5945	Cfb
58,394649	38,101842	34,323437	38,728219	4,437952	0,4946	79,999444	857,140664	3,582268	4,477462	Cfb
27,239344	29,789809	33,514286	35,338776	4,532525	0,314	81,479603	456,865622	3,776885	5,003308	ET
29,767742	61,590148	54,478818	49,269231	3,496194	0,4954	89,748811	526,584594	4,763522	4,038059	Cfb
41,98961	47,392208	49,106494	56,441558	5,622519	0,3399	96,341221	646,62211	3,737016	6,069466	Cfb
45,074744	41,463605	49,330728	36,674157	6,36533	0,3716	102,08596	542,6039	3,432502	5,993314	Cfb
79,871383	80,511182	67,28972	58,518519	7,75463	0	120,138889	1206,175729	3,69513	7,947685	Af
65,510204	60,6	52,097561	46,153846	8,058252	0	124,368932	557,52213	4,10156	8,252427	Cfb
81,635688	66,131387	71,827957	55,913978	7,342857	0	126,857143	923,803151	3,408652	7,771429	Cfb
87,652174	105,6	105,641026	92,640573	8,467747	0	133,830645	1516,379881	4,537824	8,91129	Af

Fig. 115: Base de datos bioclimatológica

El mapa altitudinal de los Bioclimas Potenciales (Fig. 133) es una estimación bioclimática de las potenciales comunidades vegetales que podrían darse, teniendo en cuenta la cartografía climática y del análisis de los índices ombrotérmicos, el relieve, la geomorfología, la bibliografía y la información que se recoge durante las campañas de campo. Esta cartografía se realiza sobre el DEM de 100m, para establecer píxeles de ese tamaño red hídrica actual y las manchas antrópicas y urbanas más influyentes, como las poblaciones y las vías asfaltadas.

V-1-4-1- Parámetros, índices bioclimáticos y clasificaciones bioclimáticas

A la hora de realizar el estudio bioclimático se usaron diversos parámetros, índices y clasificaciones bioclimáticas. No todas las que quisimos hacer pudieron calcularse, ni se calcularon todas las que existen. Una vez encontramos las más adecuadas, se calcularon en la tabla de datos preparadas para su interpolación espacial y representación cartográfica.

A continuación hacemos un repaso a la metodología, los procedimientos de interpolación en el proyecto SIG y las ecuaciones relativas a los índices.

V-1-4-2- Selección, justificación y explicación de índices bioclimáticos

La termicidad es una relación entre temperaturas y medias que proporciona información sobre la intensidad del frío (y del calor) que puede estudiarse en base al índice de Termicidad $It = 10 * (T + M + m)$, donde T: temperatura media anual M, m: temperatura media de las máximas y media de las mínimas del mes más frío. El índice determina correlaciones vegetacionales y termotipos. A través de ellos se puede trazar una secuencia altitudinal de termopisos y horizontes termotípicos en cada uno de los macrobioclimas de la Tierra (Tropical en nuestro caso). La termicidad puede considerarse tanto para un año o media anual como para determinaciones mes a mes. Igualmente se suelen considerar distintos subtipos térmicos en función de las temperaturas (Fig. 116):

Tipo	Subtipo	Rango térmico
Cálido	Hipercálido	>24°C
	Cálido	19-24°C
	Subcálido	16-19°C
Templado	Semitemplado	13-16°C
	Templado	10-13°C
	Subtemplado	7-10°C
Frío	Frío	3°-7°C
	Hiperfrío	1-3°C
	Ultrafrío	<1°C
Gélido	Gélido	<0°C
	Hipergélido	M<0°C
	Ultragélido	T<0°C

Fig. 116: Tipos y Rangos Térmicos

Los Tipos y subtipos térmicos son afinados mediante su asignación a los diversos Horizontes termotípicos (Fig. 117) basados en el índice de Termicidad. Resultan una base excelente para

empezar a establecer rangos altitudinales, aunque sean aproximados. El afinamiento puede producirse más adelante, con los demás Índices.

Horizontes Termotípicos	It
Infratropical inferior	801-890
Infratropical superior	711-800
Termotropical inferior	601-710
Termotropical superior	491-600
Mesotropical inferior	406-490
Mesotropical superior	321-405
Supratropical inferior	241-320
Supratropical superior	161-240
Orotropical inferior	(120)-160
Orotropical superior	<120
Criorotropical inferior	
Criorotropical superior	

Fig. 117: Horizontes Termotípicos

Los Índices Ombrotérmicos relacionan la precipitación y las temperaturas de forma directa (Fig. 118). El índice ombrotérmico simple se determina por la fórmula PP / T . Se designa como I_o , I_{od2} y I_{od3} en función de si se establece para todo el año, o para los dos meses más secos y del trimestre más seco. $IO = PP/T \times 10$. Los valores pueden ir desde 0 a 24 y clasifican las estaciones en función de este resultado en zonas que oscilan entre Ultrahiperárido Inferior y Hiperhúmedo Superior.

Índice Ombrotérmico	Zona
0,0-0,1	Ultrahiperárido Inferior
0,1-0,2	Ultrahiperárido Superior
0,2-0,3	Hiperárido Inferior
0,3-0,4	Hiperárido Superior
0,4-0,7	Árido Inferior
0,7-1	Árido Superior
1-1,5	Semiárido Inferior
1,5-2	Semiárido Superior
2-2,8	Seco Inferior

2,8-3,6	Seco Superior
3,6-4,8	Suhúmedo Inferior
4,8- 6	Suhúmedo Superior
6-9	Húmedo Inferior
9-12	Húmedo Superior
12-18	Hiperhúmedo Inferior
18-24	Hiperhúmedo Superior

Fig. 118: Zonas Ombrotérmicas

Iod2 es el Índice Ombrotérmico del bimestre más seco del cuatrimestre más seco del año y se calcula según $Pd / Td \times 10$, siendo "d" el período, en base a la precipitación y temperatura positivas de los dos meses seguidos más secos del año. Los Bioclimas Tropicales pueden determinarse con el Iod2, en conjunción con el anterior: Se clasifica como deciduo, semideciduo, siempre verde estacional y siempre verde (Fig. 119)

Bioclimas Tropicales	Io	Iod2
Tropical Pluvial	>3,6	>2,5
Tropical Pluviestacional	$\geq 3,6$	$\leq 2,5$

Fig. 119: Bioclimas Tropicales

El índice ombrotérmico de los tres meses seguidos más secos (Iod3) afina las anteriores clasificaciones y su fórmula es $Pd / Td \times 10$ en base a la precipitación y temperatura positivas de los tres meses seguidos más secos del año.

El Índice de Aridez/Pluviosidad de Lang relaciona en este caso la precipitación anual acumulada y la Temperatura media anual P/TMA, clasificándose según zona y clima en el siguiente cuadro (Fig. 120):

Índice de Aridez de Lang	Zona	Clima
0-20	Desiertos	Estepario
20-40	Árida	Estepario
40-60	Húmedas de estepa y sabana	Semiárido

60-100	Húmedas de bosques claros	Templado cálido
100-160	Húmedas de grandes bosques	Templado Húmedo
>160	Perhúmedas con prados y tundras	Húmedo

Fig. 120: índice de Aridez de Lang

El índice de Aridez de Martonne relaciona también precipitación anual acumulada y temperatura media anual; $P/(TMA+10)$ Este índice se realiza también para cada uno de los meses. Su valores van desde 0 a más de 60, estableciendo la siguiente clasificación zonal de la aridez (Fig. 121):

Martonne	Zona
0-5	Desiertos (Hiperárida)
5-10	Semidesierto (Árida)
10-20	Semiárida
20-30	Subhúmeda
30-60	Húmeda
>60	Perhúmeda

Fig. 121: Índice de Aridez de Martonne

El índice de intensidad y duración de la estación seca, o de Estacionalidad (Walsh, R.P.D. & Lawler, D.M. 1981) se basa en una ecuación que relaciona sumatorios de precipitación por meses, para establecer la distribución de las precipitaciones a lo largo del año. Así se pueden clasificar los resultados desde 0 a más de 1,2 en relación a la estacionalidad de las lluvias. Tendrá importancia para el establecimiento de diversos ecotonos en los que la estación seca traiga aridez o paralice las funciones vegetales. La ecuación y la clasificación a la que da lugar son las siguientes (Fig. 122):

$$x = \frac{1}{P} \sum_{n=1}^{n=12} \left| \overline{X_n} - P/12 \right|$$

Régimen de Precipitaciones	Índice de Walsh y Lawler
Muy Constante	0,00-0,19
Constante con definida Estación Húmeda	0,20-0,39
Medianamente estacional con corta Estación Seca	0,40-0,59
Estacional	0,60-0,79

Marcadamente estacional con larga estación seca	0,80-0,99
La mayoría de las lluvias en una estación de tres meses	1,00-1,19
Extremo, con casi todas las lluvias en un mes	$\geq 1,20$

Fig. 122: Régimen de Precipitaciones

La Evapotranspiración Potencial según Turc (ETR) determina un potencial de evaporación según las temperaturas y las precipitaciones, en mm/ al año. Tiene mucho valor en la interpretación del agua disponible. Calculada según la formula nos dará el dato de evapotranspiracion real en mm/año. Siendo: P = Precipitacion en mm/ano; L = $300 + 25TMA + 0,05$ y 0,9 la constante de corrección, la ecuación es la siguiente:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

La Concentración de la Precipitación (ICP) tiene gran importancia para determinar parámetros como la erosión, se establece a partir de relacionar el sumatorio de la precipitación anual con su variación cuadrática, lo que nos deja con valores entre 8,3 y 100, siendo uniforme cuanto más cercano al 8,3 y más irregular cuanto más cercano al 100. La ecuación y la clasificación se muestran a continuación (Fig. 123):

$$ICP = 100 \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{p^2}$$

ICP	Zona
100-50	Irregular
50-20	Altamente Estacional
20-15	Estacional
15-10	Moderadamente estacional
8,3-10	Uniforme

Fig. 123: Estacionalidad de la PP

V-1-4-2-A- Termicidad

La relación entre temperaturas que determina la intensidad las máximas y mínimas (Índice de Termicidad) delimita el área de estudio zonalmente en la tropicalidad, con las correlaciones vegetacionales, termotipos y Horizontes termotípicos. Aunque la termicidad puede calcularse mes a mes, en el Ecuador las diferencias interanuales son muy bajas. La diferenciación de esos casos se habría de realizar en la cartografía de otros índices. En todo caso la información al respecto sólo es una introducción general, ya que la interpolación de este tipo de índices no permite una máxima granularidad o escalabilidad. El procesamiento utilizado en ArcGIS incluía una interpolación kriging con un píxel de 100 metros sobre el DEM que se representa cartográficamente, del mismo modo que en anteriores ocasiones (Fig. 124). Otras interpolaciones se realizaron para afinar los resultados.

Puede observarse la tendencia progresiva de los valores Termotropicales e Infratropicales al internarnos en la Llanura Amazónica, con prevalencia del Termotropical Superior en la Cordillera Oriental y el Inferior e incluso el Infratropical en la Llanura Amazónica. El horizonte Mesotropical ocupa el interior de los Valles y las cuencas interandinas, influidos por la humedad Amazónica. Las altas cumbres llegan al termotipo Orotropical e incluso Criorotropical, reforzando la dicotomía termotípica del área de estudio en función de la orografía y lo cercanos que podrían encontrarse los bioclimas potenciales. La mayoría de los termotipos de la clasificación pueden encontrarse en el área de estudio.

Es de considerar la variación espacial que puede producirse al analizar este índice con distintos métodos de interpolación ráster, aunque siempre dentro de los límites descritos. La no inclusión de datos en altitud ha podido interferir (como en otros índices de este tipo) en el resultado cartográfico, aunque no en el análisis en sí.

Índice de Termicidad

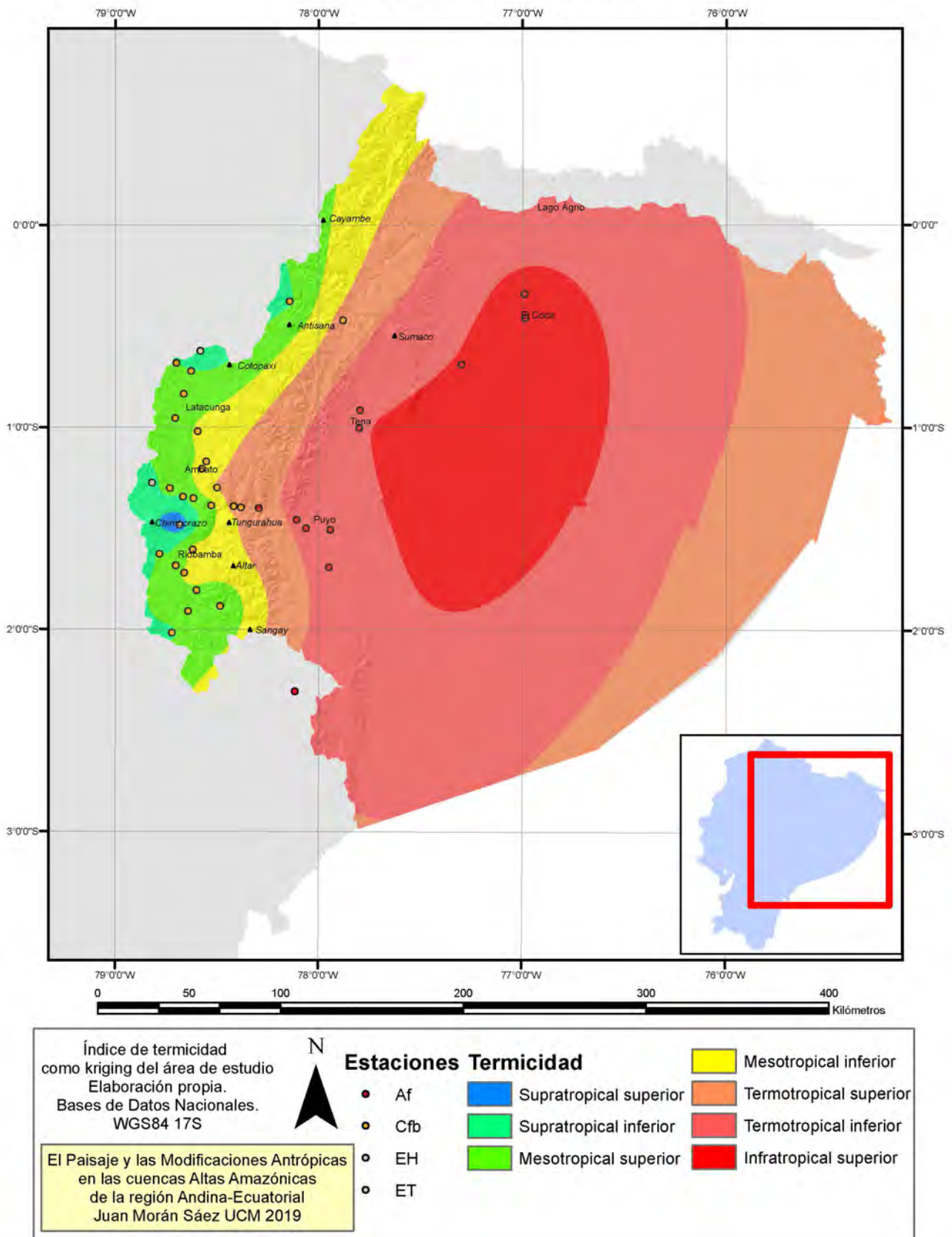


Fig. 124: Mapa Índice de Termicidad

V-1-4-2-B- Índices de Aridez: Martonne y Lang

Los índices de Aridez relacionan precipitación y temperatura de forma bastante simple. Fueron calculados en la base de datos y georreferenciados para cada una de las estaciones. Con esa matriz se realizaron varios ejercicios de procesamiento para el análisis y hasta encontrar cartografías adecuadas.

Martonne

El Índice de Aridez de Martonne diferencia el área de estudio en tres zonas:

Ia	Zona
20-30	Subúmeda
30-60	Húmeda
>60	Perúmeda

Se utilizaron interpolaciones de distintas variantes y diferentes ajustes hasta presentar una cartografía basada en IDW con un píxel de 100m (Fig. 125). En ella se puede observar como reina la humedad en todo el conjunto excepto en el interior, donde se produce semiaridez, con estacionalidad marcada de la misma en los Valles del Interior.

Lang

El Índice de Aridez de Lang se modelizó por simple representación de atributos en los puntos. Los resultados mediante interpolación podrían haber sido igual de concluyentes debido a su concreta distribución espacial (Fig. 126). Según la escala del Índice de Aridez de Lang en el área de estudio estarían representadas las siguientes zonas:

Índice de Aridez de Lang	Zona
20-40	Árida
40-60	Húmedas de estepa y sabana
60-100	Húmedas de bosques claros
100-160	Húmedas de grandes bosques
>160	Perhúmedas con prados y tundras

El resultado muestra una llanura Húmeda o Perhúmeda y una indeterminada colección de zonas entre Húmeda de bosques a estepa en el interior andino, lo que señala los biomas del Páramo-bosque y Páramo herbáceo.

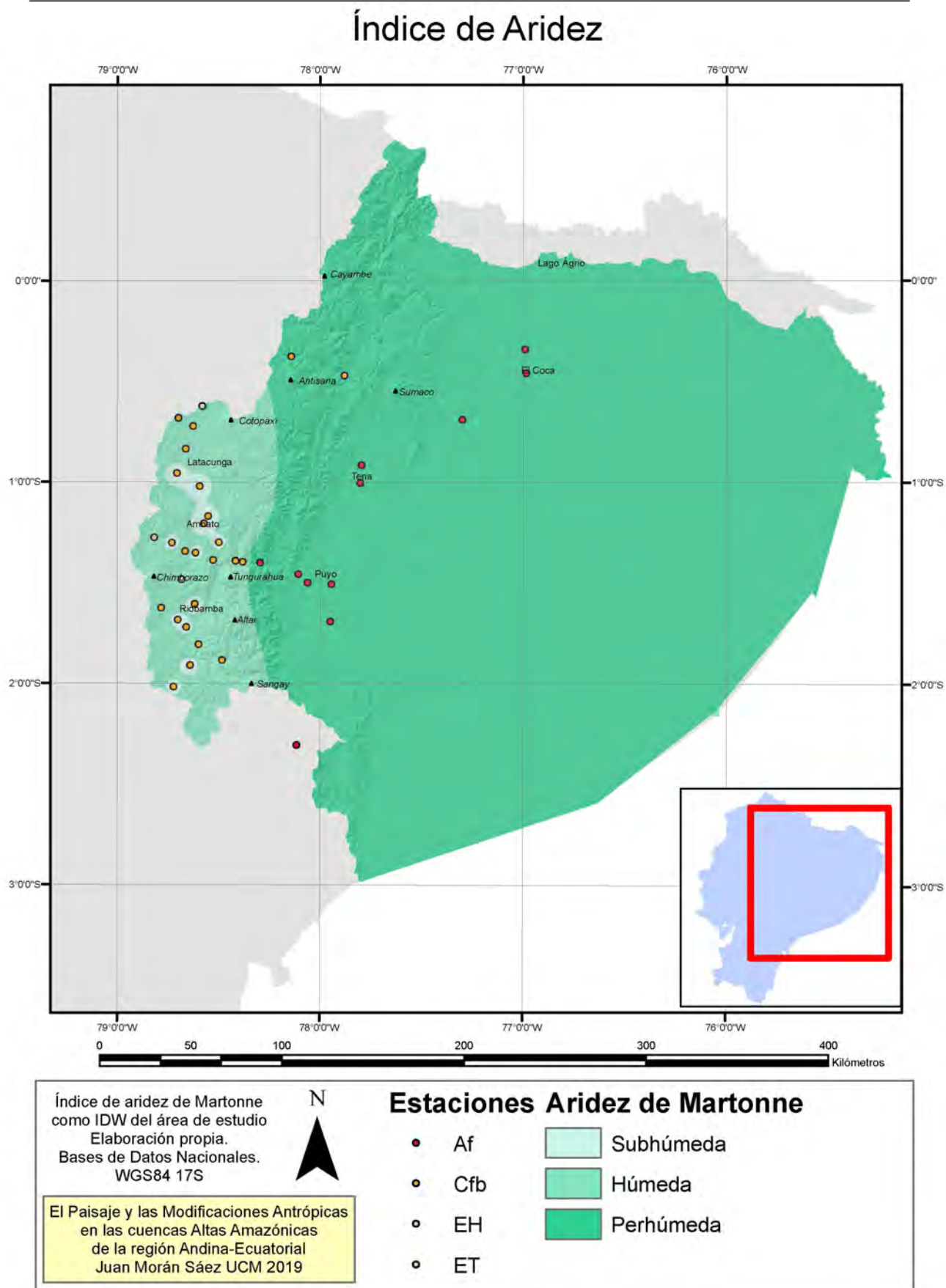
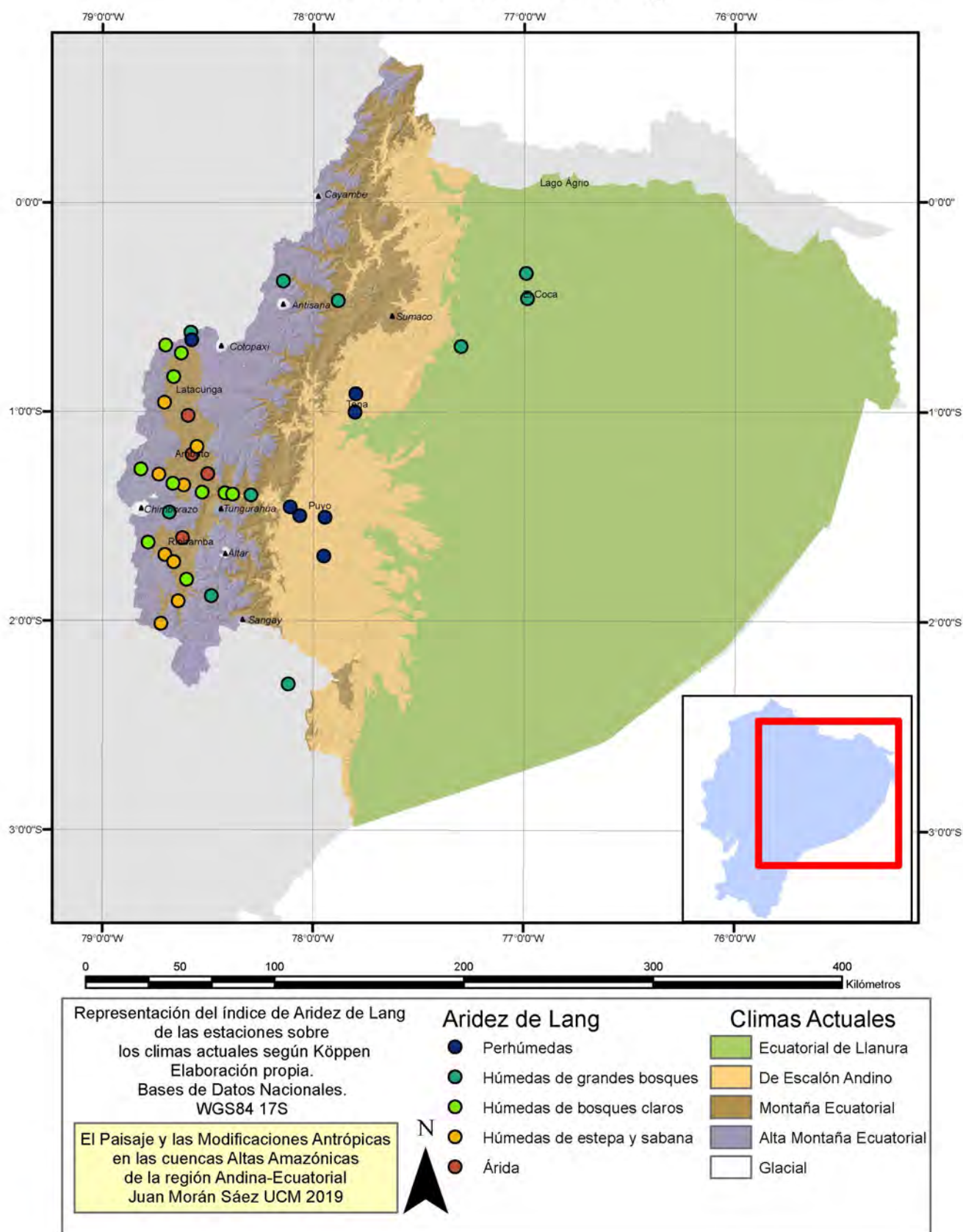


Fig. 125: Mapa de Aridez de Martonne
313

Índice de Aridez de Lang



V-1-4-2-C- Índices Ombrotérmicos

Los Índices Ombrotérmicos, como ya se ha dicho, zonifican y regionalizan el espacio en base a las precipitaciones y temperaturas medias anuales. El Io simple distingue para el área de estudio zonas comprendidas entre Suhúmedo Inferior a Hiperhúmedo Superior.

Índice Ombrotérmico	Zona
3,6-4,8	Suhúmedo Inferior
4,8-6	Suhúmedo Superior
6-9	Húmedo Inferior
9-12	Húmedo Superior
12-18	Hiperhúmedo Inferior
18-24	Hiperhúmedo Superior

El Io simple, que se ha obtenido mediante una interpolación IDW con pixel de 100 metros (Fig. 127) visualiza una región extremadamente húmeda sobre la Formación Mera y el frente de erosión, rodeado de un contexto ligeramente menos húmeda. Las regiones interiores correspondientes a los Valles Interandinos y la Avenida de los Volcanes son netamente más secas, pero no parecen tener problemas de sequía.

Iod2

El Índice Ombrotérmico de los dos meses más secos determinado por $Iod2 = Pd/Tdx10$ clasifica los Bioclimas Tropicales y puede caracterizar la vegetación entre deciduo y siempre verde. Se presenta una interpolación IDW (Fig. 128) en la que se puede ver que se extiende la humedad en el Ápice del Megacono y se tiende a la estacionalidad vegetal hacia el interior de los Valles Andinos.

Iod3

El Índice Ombrotérmico de los tres meses más secos determinado por $Iod3 = Pd/Tdx10$ permite confirmar la tendencia a la mayor humedad del área correspondiente al Megacono del Pastaza entre su ápice y el frente de erosión y hacia su unión con el Levantamiento Napo. Se presenta de nuevo una interpolación IDW sobre la cual analizar este Índice (Fig. 129).

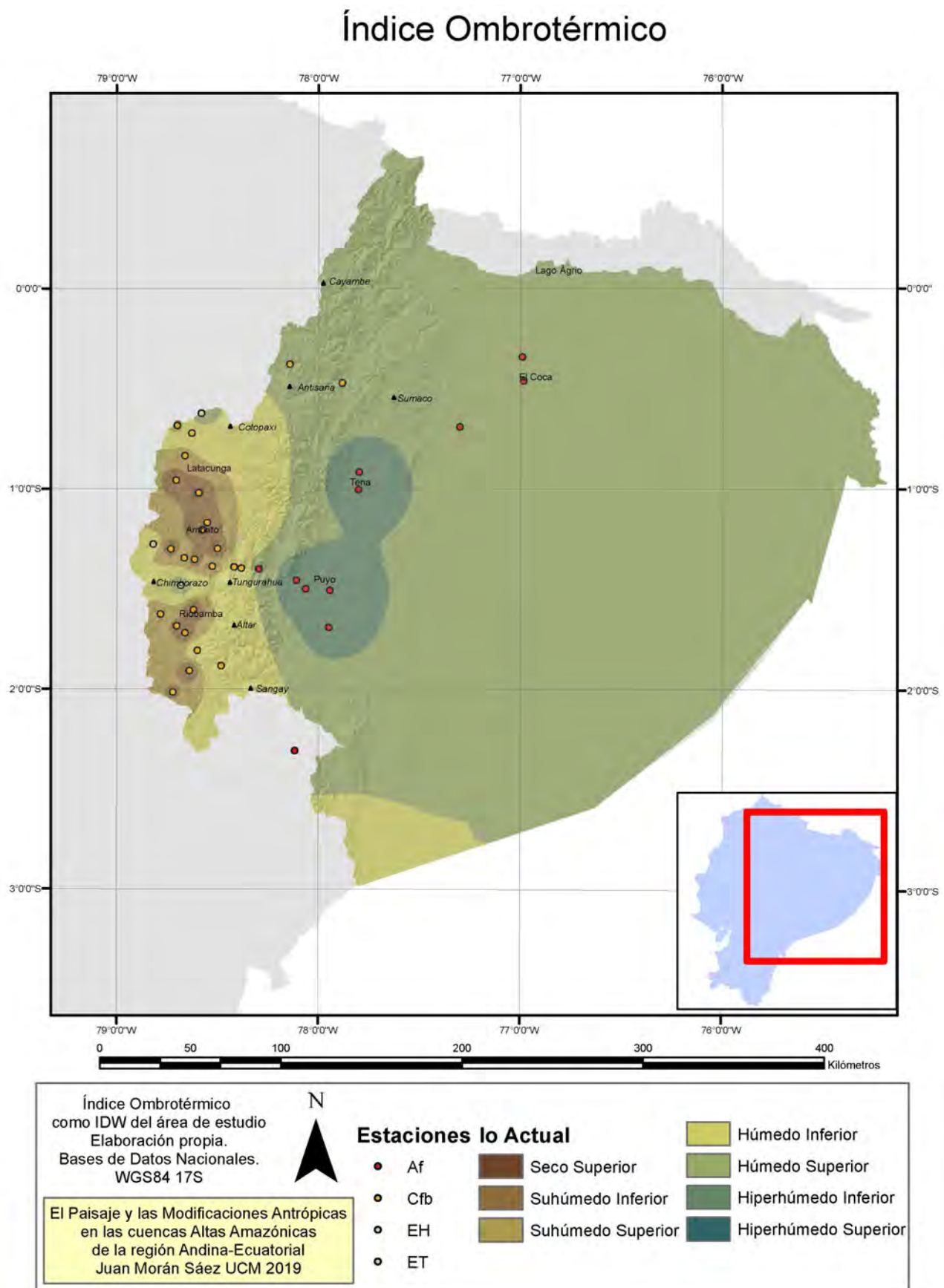


Fig. 127: Mapa del Índice Ombrotérmico

Índice Ombrotérmico Iod2

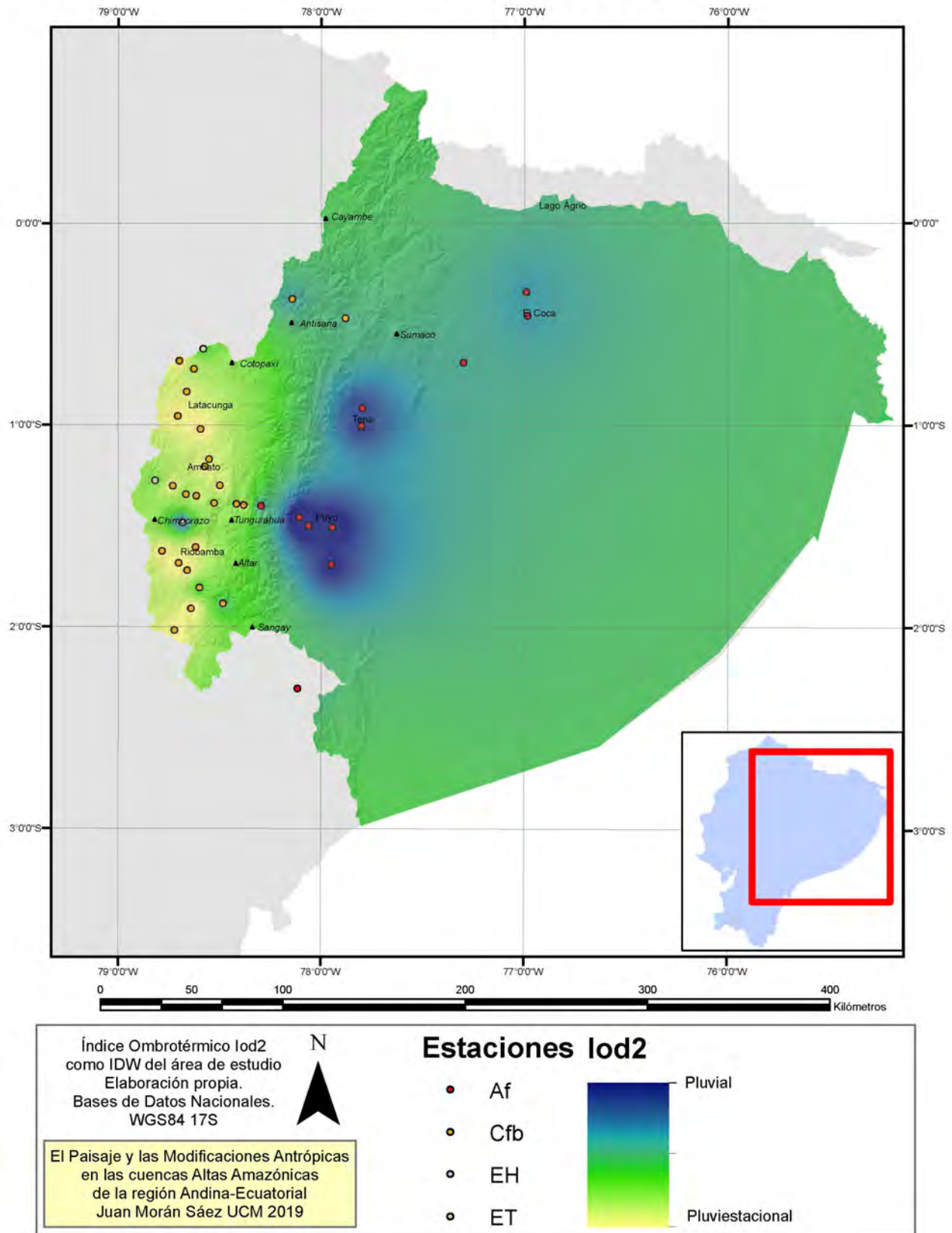


Fig. 128: Mapa del Iod2

Índice Ombrotérmico Iod3

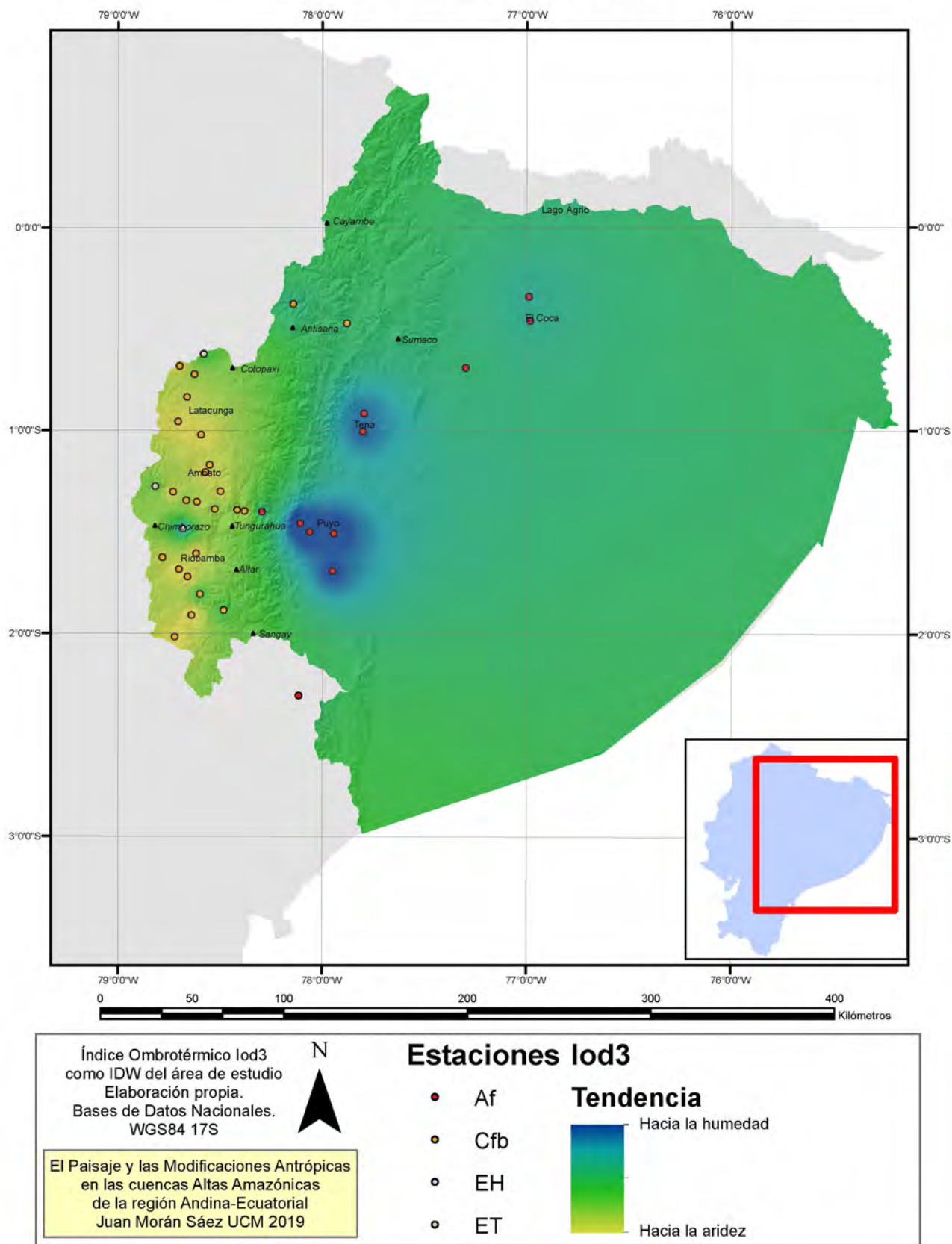


Fig. 129: Mapa de Iod3

V-1-4-2-D- Precipitaciones: Estacionalidad, Concentración**Estacionalidad de Walsh y Lawler**

El Índice de intensidad y duración de la estación seca. En el área de estudio el resultado de aplicar el Índice estima un régimen de precipitaciones, según la escala establecida (Fig. 130), entre muy constante y estacional

Régimen de Precipitaciones	Índice de Walsh y Lawler
Muy Constante	0,00-0,19
Constante con definida Estación Húmeda	0,20-0,39
Medianamente estacional con corta Estación Seca	0,40-0,59
Estacional	0,60-0,79

Debido a la imposibilidad de obtener el índice para todas las estaciones, se prefirió un análisis más simple que la propia interpolación en el SIG (Fig. 130). Mostramos aquí el detalle del área con los regímenes y los climas potenciales altitudinales. En la cartografía se observa cierta tendencia a la constancia en las precipitaciones hacia la Llanura Amazónica. La cantidad muy grande de precipitaciones de esta región enmascara en parte el paso de las tormentas estacionales, ya que un aumento de 100mm o más al mes puede ser sólo una pequeña parte de lo que llueva de forma habitual. En la Cordillera Oriental y el Interior Andino la estacionalidad puede ser bastante marcada.

Concentración de la PP

La concentración de la precipitación (ICP) se obtuvo mediante un procesamiento un procesamiento de interpolación IDW sobre el Atributo Concentración de precipitación para el área de estudio, con un píxel de 100 metros. El resultado, tal como muestra la Fig. 141, presenta una cartografía en la que se expone su poca concentración. Sólo algunas áreas del interior Andino están expuestas a cierta concentración de la precipitación, siendo Moderadamente Estacionales.

Estacionalidad actual

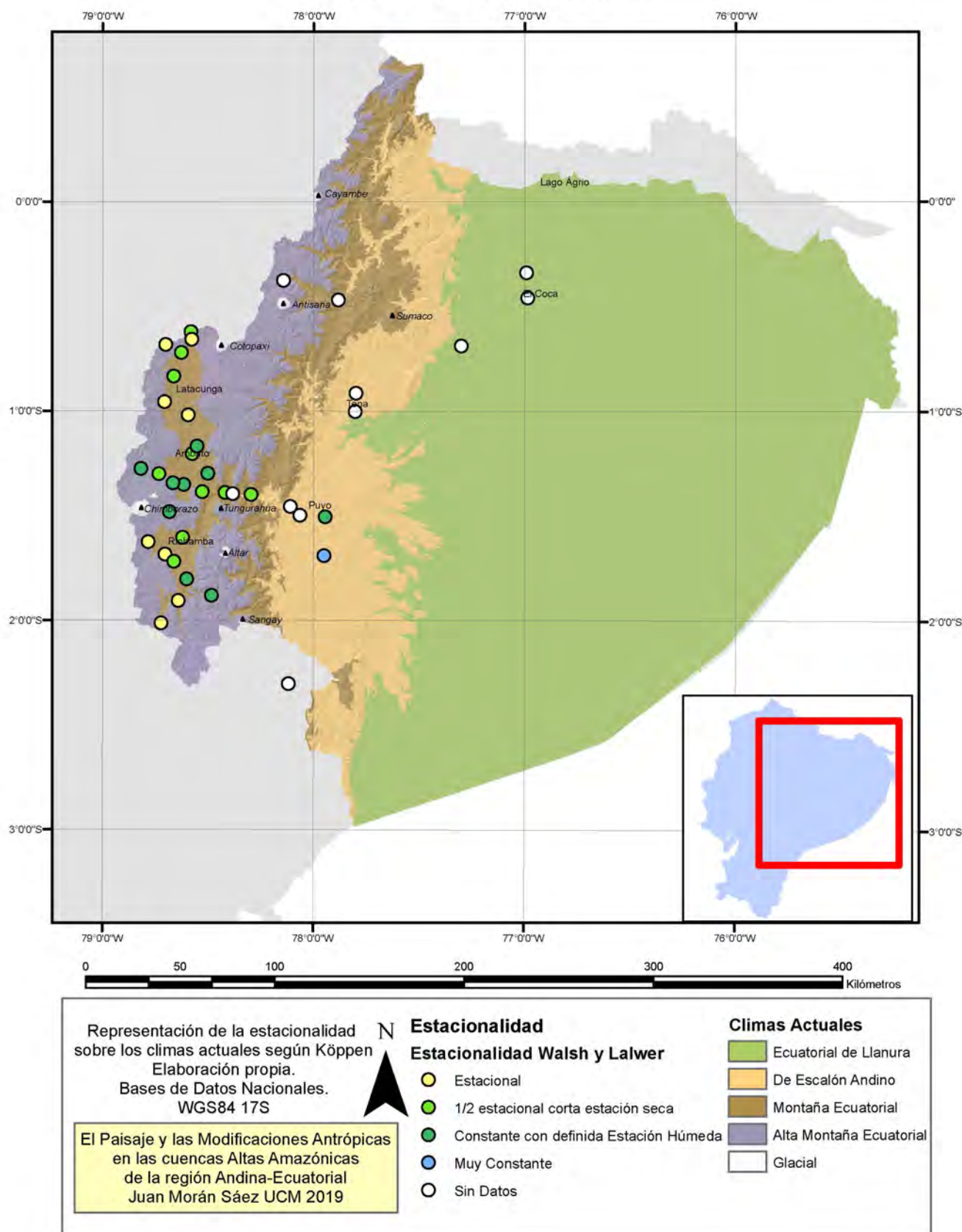


Fig. 130: Mapa de Estacionalidad

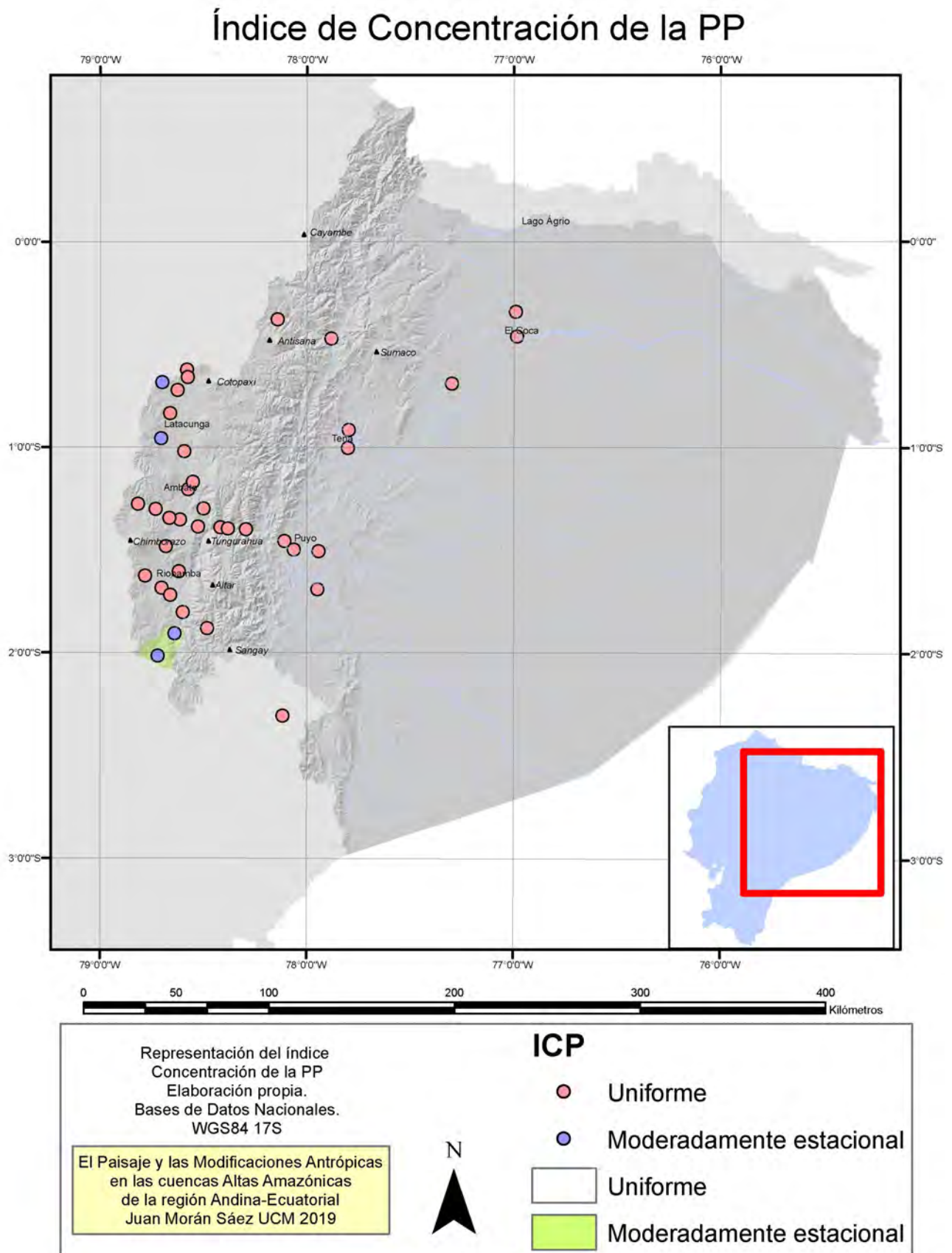


Fig. 131: Mapa de concentración de la PP

ETR Turc

La Evapotranspiración nos ofrece el dato de evapotranspiración real en mm/año. Para obtener la Evapotranspiración Potencial según Turc (ETR) se realizaron varios procesamientos en nuestro proyecto ArcGIS hasta conseguir el kriging adecuado que se cartografió en un píxel de 100 metros sobre el DEM y otras capas, para su análisis (Fig. 132). En la Amazonía hay una mucho mayor ETR, pero como la cantidad de agua que precipita es tan grande, no se produce ninguna carencia. La dicotomía entre el exceso hídrico de la Amazonía por debajo de los 2000msnm, y una Sierra con carencias parece un hecho. El interior de la cordillera y los Valles Interandinos mantienen los valores más bajos de Evapotranspiración. Sin embargo, como son las que menos agua reciben, es probable que se produzcan déficits de agua. La gradación altitudinal de la ETR llama la atención por su regularidad. La línea de los 1000mm/año de ETR se encuentra a 2000msnm de forma bastante constante a lo largo de toda la cordillera Oriental, un límite a partir del cual la dicotomía bioclimática Sierra-Oriente queda confirmada.

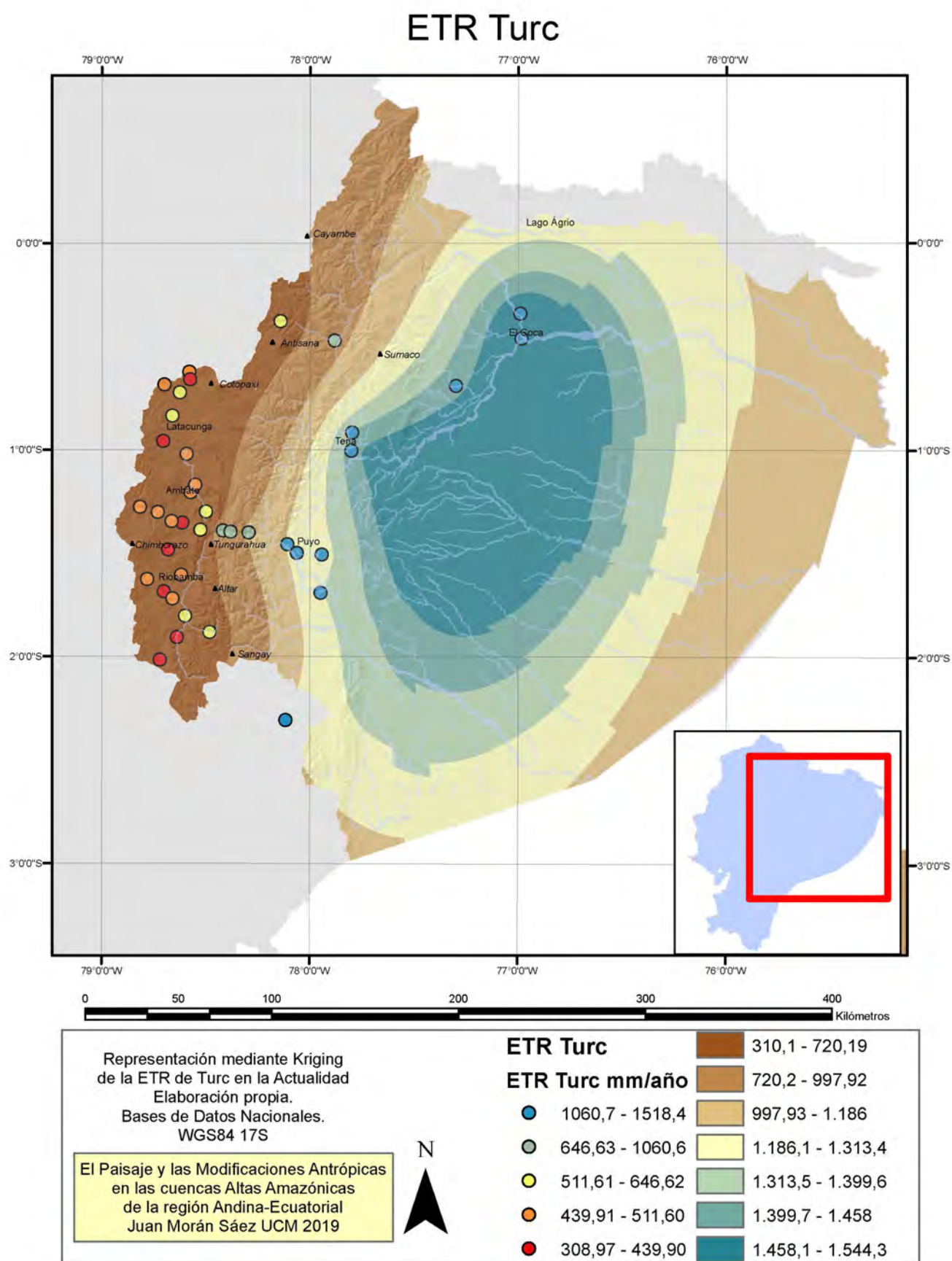


Fig. 132: Mapa de ETR Turc

V-1-4-3- Descripción de los Bioclimas

A continuación se describen los rangos bioclimáticos que hemos adaptado desde la bibliografía y nuestro estudio. Las áreas de desarrollo potencial son afectadas por el desarrollo y la evolución de las constantes vitales de los seres vivos que habitan en ese conjunto geográfico particular. Como se ha indicado anteriormente, estos rangos representan la potencialidad con un clima estático representados por los índices bioclimáticos. Quedan agrupados en tres grandes dominios, que resultan ser en la práctica los mismos que se definían de forma tradicional.

V-1-4-3-A- El Bosque Pluvial

Los Bosques pluviales son extremadamente biodiversos y muchos convencionalismos bioclimáticos existentes en los estudios tradicionales no logran capturar su esencia ni caracterizarlos. El rasgo más interesante es la homogeneidad bioclimática en el contexto de la mayor heterogeneidad biológica.

La Selva tropical Inundable

Por debajo de los 200msnm es potencial y real la existencia de la Selva Tropical Inundable, y bosque primario, producto de unas temperaturas permanentemente por encima de 18°C, una pluviosidad muy abundante durante todo el año y un sustrato inundado y controlado por las características morfológicas de los ríos y su inundabilidad. La selva Tropical Inundable mantiene por lo general unas características edáficas peculiares que no permiten el cultivo ni otras actividades en casi ningún caso y resulta muy difícil establecer de forma permanente comunidades humanas. Debido a ello, la morfología de bosque primario o de galería suele asociarse a sus márgenes. Ocupa el cuarto Oriental de los Bosques Pluviales en nuestra zona de estudio.

El Bosque Pluvial Amazónico

El Bosque Pluvial Amazónico se sitúa entre 200-500msnm, con la potencialidad para crear un bosque primario ecuatorial. El Norte de su área se encuentra vivamente antropizada por la

agricultura y la industria petrolífera y convertida en un bosque secundario. El Sur continua con una casi total ausencia de intervención antrópica, aunque es la casa de varias nacionalidades indígenas que realizan sus actividades. La presión en esta zona se limita a economía de subsistencia y una agroforestería limitada.

El Bosque Pluvial Amazónico-Andino

El Bosque Pluvial Amazónico-Andino que se sitúa entre los 500 y los 800msnm es el primero de los bosques pluviales con características Andinas. Se extiende como una mancha irregular en el frente de erosión y las vertientes Orientales de la Cordillera del Cutucú, donde los taxones propios del bosque húmedo y nublado comienzan a aparecer (helechos arborescentes, epifitas, líquenes, musgos, etc.)

V-1-4-3-B- Los bosques Nublados

El conjunto de bosques nublados y su gradación altitudinal responden a una clasificación realizada en torno a valores bastante granulares, como la aridez, semiaridez o presencia de estacionalidad marcada en una o varias estaciones húmedas. Los primeros bosques con estas características mantienen taxones amazónicos, mientras que los de altura son puramente Andinos. En todo caso, la zonificación potencial y la distribución de las especies puede variar debido a los microclimas propios de una cordillera muy fragmentada, la propia orografía, el relieve y la inclinación de las pendientes, así como porque las diferentes especies se encuentran adaptándose a los ciclos climáticos.

El Bosque Estacional Húmedo

El Bosque Estacional Húmedo se extiende como gradación natural del Pluvial Amazónico Andino entre los 800-1000msnm, donde la denominación de Bosque Húmedo-Nublado empieza a tener sentido al encontrarse estacionalmente cubierto por nieblas, con la excepción de algunos meses de verano. Se encuentra naturalmente en las estribaciones orientales y la mesa deposicional del Ápice del Megacono del Pastaza.

El Bosque Estacional Nublado

El Bosque Estacional Nublado que se encuentra naturalmente entre los 1000-1900msnm conforma una gradación específica del bioclima potencial en el cual tienen aún mucha importancia los taxones Amazónicos. Se encuentra en exclusiva en la vertiente oriental expuesta a la Amazonía.

El Bosque Nublado Estacional

El Bosque Nublado Estacional situado entre los 1900-3100msnm corresponde a la potencialidad bioclimática del interior de los Valles Interandinos y la gran Avenida Andina, extendiéndose como una mancha con progresiva gradación arbustiva debido al aumento de la estacionalidad de las lluvias, el progresivo frío y la aridez estacional. Esta franja es la que más antropizada se encuentra en la actualidad, debido a las condiciones para la agricultura: nulas heladas, ambiente fresco todo el año, lluvias moderadas y una ligera aridez estacional.

El Bosque Nublado

El Bosque Nublado a 3100-3500msnm es conocido como Páramo boscoso, queñual o Polylepis. Puede considerarse como el último bioma de los bosques nublados. La franja altitudinal es llamada “ceja Andina” y contiene ya vegetación totalmente propia de montaña. En las laderas Occidentales de la Cordillera Oriental este bosque puede ascender hasta los 3900msnm, e incluso más en los valles más interiores. La presión Antrópica ha tendido a empujarlo hacia las zonas más altas y escabrosas, por lo cual se encuentra muy fragmentado. Excepto en las laderas Orientales se encuentra desconectado de los bosques nublados más bajos debido a la agricultura, la explotación agroforestal y la antropización en general. La fragmentación de este bosque da lugar aun páramo más abierto y herbáceo.

V-1-4-3-C- El Páramo

El Páramo en el sentido más estricto (Páramo herbáceo) se encuentra entre los 3500-4100msnm extendiéndose como la vegetación más habitual de las laderas suaves y altas de las cordilleras Oriental y Occidental, una mancha continua sólo fragmentada por la incisión del Pastaza sobre la Cordillera Oriental. Muchas regiones del Páramo se encuentran intervenidas por la acción de la agricultura y la ganadería. Sus temperaturas son bajas pero oscilantes, con

frecuentes heladas nocturnas y un balance hídrico positivo en un contexto edáfico volcánico en el cual se almacena materia orgánica.

El Alto Páramo

El Alto Páramo situado entre los 4100-4500msnm se encuentra en el límite actual de la TMA de 0°. Representa la franja donde el paso de las temperaturas alrededor de la isoterma de 0°C se produce diariamente, existe aridez y la vegetación se reduce notablemente.

El Superpáramo Periglacial

El Superpáramo Periglacial se encuentra entre los 4500-4900msnm, aunque puede ascender en función de la orientación, el relieve, la aridez o las erupciones. Se encuentra rodeando y culminando los nevados Andinos, con apenas vegetación.

El Ambiente Glacial

El ambiente Glacial se produce a partir de los 4900-5000msnm. Las temperaturas a partir de esa altitud no superan en casi ninguna ocasión los 0°C y toda la precipitación se produce en forma de nieve. Como es natural, sólo se encuentra en la actualidad coronando los grandes nevados Andinos por encima de 5000msnm.

Bioclimas Potenciales

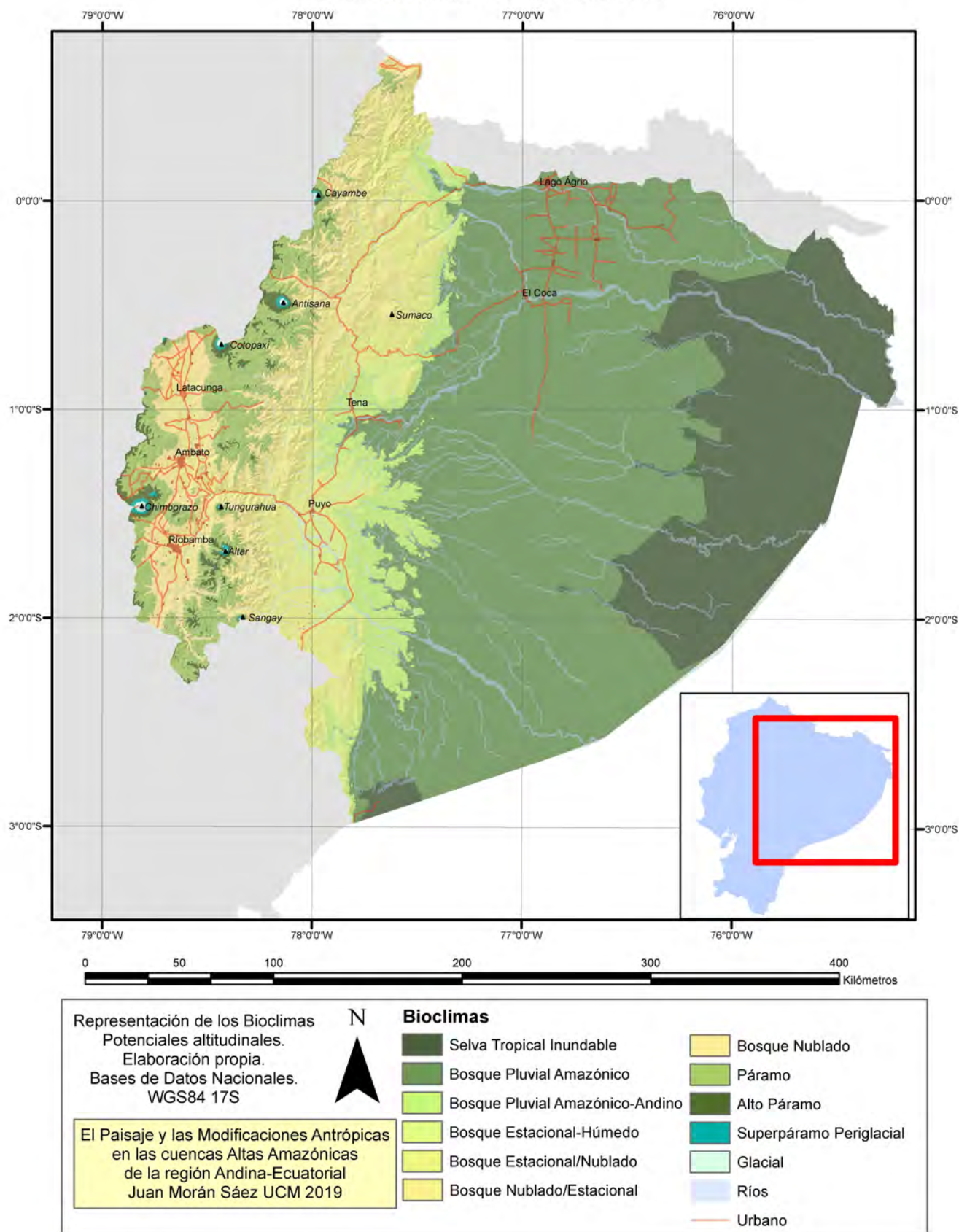


Fig. 133: Mapa de Bioclimas potenciales propuestos

V-2- Evolución Bioclimática

Los bioclimas y los dominios morfoclimáticos están vinculados por las condiciones climáticas que tiene cada región. Estos climas generan los tipos vegetacionales y las formas del relieve relacionadas con las características de la precipitación y la temperatura, sobre un complejo orográfico estructural. Por ejemplo, los intervalos fríos y cálidos, áridos y húmedos del Cuaternario dan lugar a la Formación Mera y la forma del Megacono actual del Pastaza a lo largo del tiempo; esto ha sido debido a la acumulación y transporte de material alternos en el tiempo, vinculados al clima. La erosión en biostasia durante el periodo actual se ha producido con un solo depocentro y la ausencia o prevalencia del agua líquida como principal agente morfogenético y biogenético.

La descripción del relieve pasado y sus condiciones climáticas muestran cómo uno interviene en las otras y viceversa. Del estudio de la vegetación y el relieve se extrae el conocimiento del clima que había en esos lugares: cálidos, fríos, húmedos, áridos, estacionales, etc, y lo que es más importante, se puede saber cuáles eran los límites a los que se llegaba en cuanto a temperaturas y precipitaciones y durante cuánto tiempo, o cómo de rápidos pueden ser estos cambios. Las actuales condiciones bioclimáticas y geomorfológicas son el resultado de un continuo devenir que es posible descifrar para entender la actualidad. A través del estudio de la geomorfología y la bioclimatología se puede interpretar la súbita disminución en la temperatura que interrumpió el calentamiento Holoceno en los eventos Dryas, y relacionarlos con eventos Heinrich, así como los aumentos repentinos de la temperatura durante el Würm conocidos como eventos de Dansgaard-Oeschger. La dinámica meteorológica propia de cada clima, el viento, la lluvia y el hielo/deshielo deja marcas geomorfológicas que pueden rastrearse y datarse e identificarse en un bioclima concreto a través de, por ejemplo, el polen. De este modo se ha conseguido reimaginar una historia del clima global desde el período interglacial previo al Würm (Eemiense). Más allá de esos 100,000 años sólo se pueden obtener imágenes fijas de las condiciones en momentos particulares, pero a otra escala sí se puede realizar una película climática aproximada (Allaby, M. 2002).

La vegetación Amazónica parece estar más controlada por factores locales de lo que se creía y el papel del clima es una cuestión muy estudiada y debatida. Los cambios climáticos en la

Amazonía y su relación con los biomas históricos, especialmente los patrones de precipitación Cuaternaria. La mayor transformación desde el Cretácico se produjo cuando el drenaje Amazónico varió al Este vaciando el Megahumedal Mioceno. La Cuenca Amazónica expresa influencias de su dinámica ecológica y ambiental única y ha sufrido muchas perturbaciones. Conocer con precisión la dinámica paleoambiental regional nos permite entender mejor los patrones bioclimáticos de la actualidad (Irion, G. & Kalliola, R. 2010), (Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995).

V-2-1- Bioclimatología Precuaternaria en América del Sur

Con la desintegración en el Cretácico del supercontinente Pangea comenzó el larguísimo período de aislamiento biogeográfico del Subcontinente. Suramérica, La India y Madagascar siguieron un tiempo unidas por la Antártida en este contexto dinámico de evolución, diversificación, extinción y especiación. La apertura durante el Cenozoico del Océano Austral eliminó los vínculos entre continentes. El evento tectónico con más alcance biogeográfico desde entonces fue el cierre del Istmo de Panamá que da comienzo al Gran Intercambio Biótico Americano y detonó la glaciación Cuaternaria. El proceso orogénico que elevó los Andes también tuvo un grave impacto en la distribución biótica y modificó el clima, aunque a nivel regional y provocó mayor biodiversidad (Orme, A.R. 2007b). Durante el Cenozoico el bosque y la sabana tuvieron complejas interacciones. El límite entre la sabana herbácea, los bosques y la vegetación no arbórea osciló bastante en este período tan largo (Furley, P.A. 2007). La cuenca de drenaje del Amazonas contiene una cubierta vegetal homogénea en la forma de selva muy biodiversa, resultante de los procesos, interacciones, dinámicas y desarrollos evolutivos y adaptativos. El bosque tropical se lleva desarrollando aquí desde antes del levantamiento de los Andes al final del Paleógeno. La mayoría de los taxones actuales ya se encontraban en la región al final del Mioceno y los forzamientos ambientales han seguido modificando la Amazonía hasta la actualidad. Los cambios climáticos recurrentes han provocado el estrés ambiental necesario para que las diferentes especies y poblaciones se adapten, migren o se ramifiquen (Irion, G. & Kalliola, R. 2010). Entre el Mioceno y el Plioceno hay una señal en la biodiversidad Amazónica, ya que la mayor parte los eventos que marcan la diversificación de los tetrápodos Suramericanos se produjeron en el Neógeno

durante la Orogenia Andina, las incursiones marinas, el Megahumedal Mioceno y la tendencia al frío y la aridez del cambio climático global. Al contrario de lo que establece la teoría de los Refugios Pleistocenos, la glaciación cuaternaria representa una pequeña proporción de esta diversificación (Antonelli, A. et al. 2010).

V-2-1-1- Diacronía Bioclimática Continental

En el Cretácico Temprano dominaron el paisaje los sistemas fluviales cratónicos. En el Cretácico Tardío sin embargo la Amazonía occidental sufrió transgresiones marinas sobre un arco isla protoandino. El primer drenaje, el más antiguo, se produjo al oriente del actual siendo precursor de un primigenio sistema fluvial Este-Oeste. La divisoria de aguas de este drenaje fue desplazándose hacia el Oeste en el Cretácico Superior hasta desembocar en las cuencas subandinas de antepaís. Desde el fin del Cretácico hasta el Eoceno Temprano (66-48MaAP) el arco isla protoandino se elevaría y los ambientes acuáticos se dirigieron al Norte entre incursiones marinas. El sistema fluvial con cabecera en la actual Argentina-Bolivia se extendía hasta Colombia y Venezuela paralelamente a los protoandes. Las transgresiones marinas de este período están presentes en los estratos marinos que pueden encontrarse en los Andes. Los bosques angiospermas cálidos y lluviosos se desarrollaron y diversificaron en los Andes del Norte y la Amazonía durante el Paleoceno. Durante el Eoceno Temprano la diversidad se incrementó llegando a niveles de biodiversidad mayores que los Holocenos, con humedales hacia el Sur (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Entre el Eoceno Medio y el Oligoceno Temprano (43-34MaAP) se completó el Arco Andino y la Amazonía occidental sufrió transgresiones marinas que embalsaban aguas semi salobres. El sistema fluvial con sentido Norte a Sur dominó el Noroccidente de Suramérica. Los cratones se mantuvieron levantados y sobre ellos se desarrollaba un bioclima tropical húmedo, en el que alternan profundas facies lateríticas. Al final del Eoceno se produjo una importante disminución de la biodiversidad debido a un proceso de enfriamiento y aridificación a nivel global (Jaramillo, C. et al. 2010). El polen, los microfósiles y restos de foraminíferos evidencian presencia del mar en la Amazonía occidental. Aproximadamente hace 36-35MaAP se ha hecho notar una megafauna tropical endémica muy diversa, aunque el registro fósil Amazónico de este período es muy pobre. Entre 35 y 33MaAP existió intercambio biótico

(especialmente aves) entre Norteamérica y Suramérica a través de las Antillas (Wesselingh, F.P. et al.2010).

En el Oligoceno (34-24MaAP) los ríos subandinos se mantenían Sur-Norte con denudación en los cratones. Al occidente el drenaje de los Andes en emersión proporcionaba gran cantidad de sedimento que modificaba los cauces y rellenaba la cuenca. En el Este los ríos provenientes de los escudos y las tierras bajas drenaban y depositaban hacia el sistema Sur-Norte. El régimen climático parece haber sido más estacional que el actual, con marcada aridez. El registro vegetal y animal es escaso y no permite comprender la bioclimatología, aunque se ha supuesto una baja diversidad en la selva tropical Norandina (Wesselingh, F. P. et al. 2010). Desde entonces y hasta el Mioceno medio (24-11MaAP) el mega humedal del sistema Pebas y la pluvisilva moderna prevalecieron en el noroccidente Amazónico. El megahumedal se extendió por las cuencas subandinas ocupando parte de la Amazonía occidental durante unos 13Ma con un área $>1 \times 10^6$ Km². La configuración de este humedal es objeto de debate: más o menos de forma continua las mareas exacerbadas por las intrusiones marinas desde el Norte en la plataforma continental y las abundantes lluvias cuasi monzónicas y convectivas cambiaban mucho el nivel de base. Los ríos cortos seguían drenando los Protoandes al Oeste y los escudos al Este generando con sus sedimentos megaconos fluviales que dinámicamente eran muy activos en este ambiente de selva-pantanal de enormes dimensiones. La orogenia progresó en el Sur y siguió impulsándose de forma importante en la Cordillera Central de Colombia, la Cordillera Oriental y los Andes venezolanos. Se creó la divisoria de agua entre la Amazonía Central y el Atlántico cerca del Arco del Purús. En los cratones pueden encontrarse desarrollos lateríticos muy profundos que indican un ambiente tropical húmedo, lixiviado, con episodios áridos y un drenaje que ha cambiado poco desde entonces. Las tierras bajas de la Amazonía estaban sometidas a climas húmedo y cálidos similares a los actuales, rodeando la selva tropical al ambiente de humedal. A Norte y Sur el clima era más estacional e incluso en el extremo Sur se configuran campos de hielo relacionados con la Antártida. La biodiversidad Suramericana era mayor que en la actualidad, llegando a su máximo al final del Mioceno; la intensidad y diversidad climática así como el aislamiento y la dinámica orográfica parece haber tenido mucho que ver en esto. Los ecosistemas acuáticos dieron cobijo a una fauna acuática extremadamente diversificada de cocodrilos, tortugas y peces.

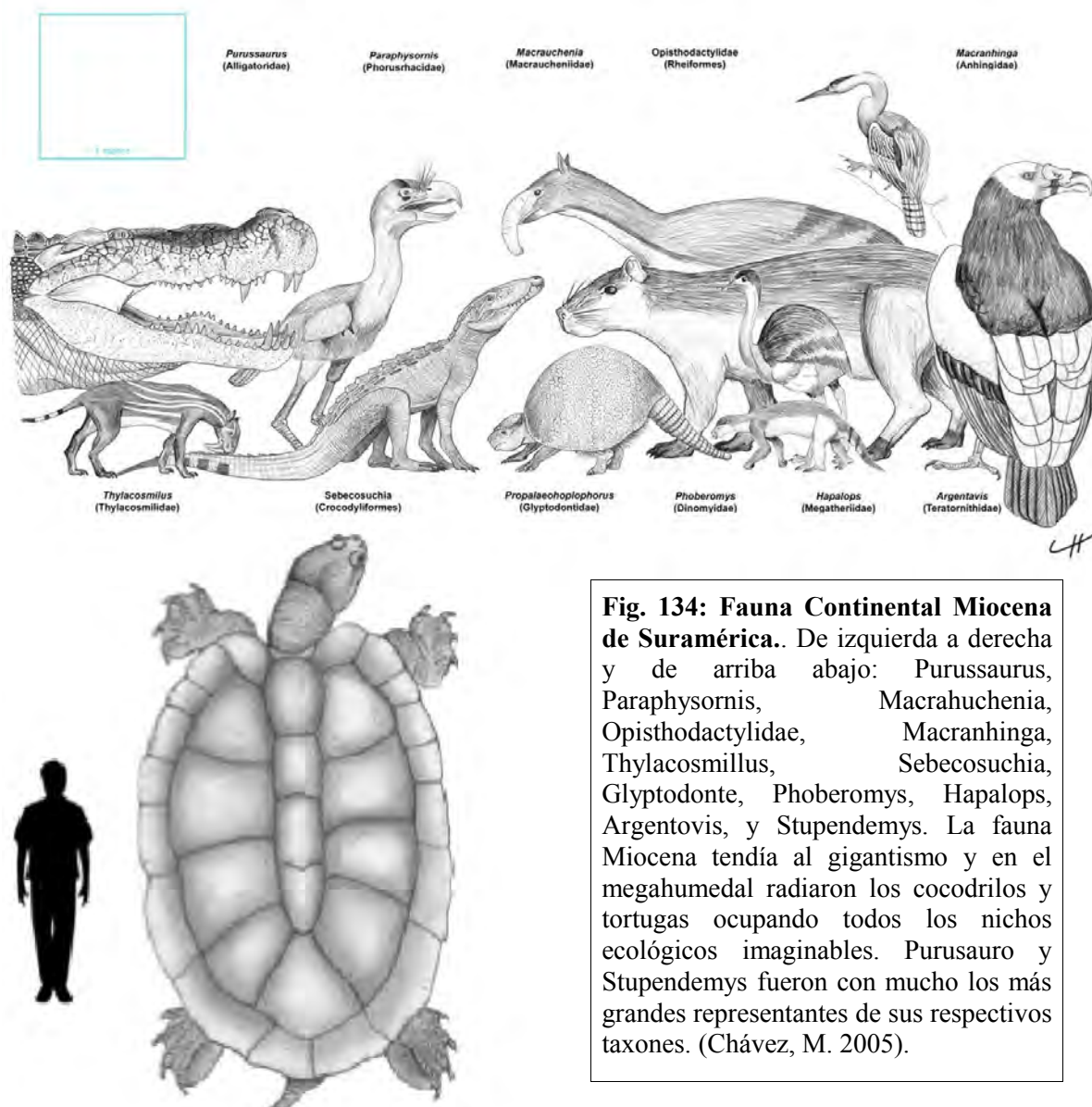


Fig. 134: Fauna Continental Miocena de Suramérica. De izquierda a derecha y de arriba abajo: Purussaurus, Paraphysornis, Macrauchenia, Opisthodactylidae, Macranhinga, Thylacosmilus, Sebecosuchia, Glyptodonte, Phoberomys, Hapalops, Argentavis, y Stupendemys. La fauna Miocena tendía al gigantismo y en el megahumedal radiaron los cocodrilos y tortugas ocupando todos los nichos ecológicos imaginables. Purusauro y Stupendemys fueron con mucho los más grandes representantes de sus respectivos taxones. (Chávez, M. 2005).

Los bosques adyacentes desarrollaron una comunidad diversa de mamíferos (Wesselingh, F.P. et al. 2010). En el Mioceno tardío (11-7Ma) el sistema Pebas (ya conocido como Acre) fue colmatándose y desintegrándose a medida que el tronco fluvial derivó transcontinentalmente al Este. La influencia del mar duraría hasta el Plioceno a través de la actual Cuenca Amazónica. El paisaje sedimentario había variado, pero el sistema fluviomareal Acre siguió tragando sedimentos mientras se colmataba y daba lugar a una configuración casi por completo actual. La cuenca del Orinoco se separó definitivamente del sistema Amazónico y drenajes Andinos se separaron de los sistemas principales. La elevación Andina se aceleró, así

como la sedimentación en la cuenca de antepaís; esto diversificó aún más los taxones al crearse nuevos nichos altitudinales. Desde ahí los nuevos linajes vegetales se dispersaron a las tierras bajas radiando y diversificándose con rapidez (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

V-2-1-2- La Gran Transformación Pliocena

La desaparición completa de los humedales y del sistema Acre coincide con el Gran Intercambio Biótico Americano, la última transgresión marina y el aceleramiento del cambio climático hacia la aridez y el frío. Esto supuso la mayor transformación bioclimática en Suramérica desde el Cretácico. El conjunto Amazónico y Periandino, cubierto de bosques tropicales iniciaría una dinámica bioclimática en línea con la morfología tectónica que la iba a enmarcar de forma muy preponderante en el Pleistoceno.

Entre el Mioceno y el Plioceno Tardío (7-2,58MaAP) se inició el moderno sistema hidrológico del río Amazonas y el levantamiento Andino se aceleró alcanzando altitudes similares a las actuales. En el Plioceno se produjeron diversos levantamientos subsidiarios a los Andes, como el de Fitzcarrald, provocando el fraccionamiento y actualización de la cuenca alta Amazónica. Los sedimentos Andinos llegaban con fluidez al Atlántico y la influencia marina ya no existía en las tierras bajas de la Amazonía. La región Subandina se fue transformando con grandes aglomeraciones de grano grueso en la forma de megaconos aluviales que eran alimentados por la rápida emersión y denudación de los Andes. La dinámica fluvial era efervescente: los ríos estaban muy incididos en los valles y sus cursos variaban mucho. Esta dinámica es también causa de especiación, al crear nuevos sitios donde potencialmente se reproduce la vegetación más primaria. Las condiciones climáticas relacionadas con los eventos ENOS quedan establecidas durante el Plioceno y las anomalías de estacionalidad en la precipitación asociadas son muy responsables de la erosión y el transporte de sedimentos a partir de entonces. Estos sedimentos Andinos que llegaban a la desembocadura del Amazonas se incrementaron fenomenalmente causando la rápida progresión del abanico submarino. Los fósiles del Mioceno Tardío y el Plioceno en la Amazonía son muy escasos. Los primeros seres vivos norteamericanos que cruzaron por el Istmo de Panamá con el Gran Intercambio Biótico Americano lo hicieron hace 6MaAP, antes de la creación del puente terrestre. Alrededor de 3,5MaAP el vínculo ya era total (Wesselingh,

F.P. et al. 2010). La fauna de Norteamérica se introdujo y fue desplazando a los animales locales. La vegetación sin embargo no fue desplazada, sino que se entrelazó con la autóctona sin superponerse a ella. La migración hacia el Norte de los mamíferos terrestres de Suramérica fue menos exitosa, ya que estaban adaptados a los climas tropicales. Además el cierre del istmo complicó mucho el intercambio entre los océanos Atlántico y Pacífico (Orme, A.R. 2007b).

En los primeros momentos de relación transistémica (>3MaAP) se refleja la capacidad de muchas plantas para dispersarse atravesando barreras de agua. Existen movimientos anteriores que son evidencia de esta dispersión, como los manglares y palmas adaptadas que ocurren fácilmente a escala de tiempo geológica. En el Yasuní el 21% de las especies pertenecen a familias y géneros no Suramericanos. Algunos de los linajes parecen provenir directamente de África por dispersión marina (*Symphonia globulifera*) (Pennington, R.T. & Dick, C.W. 2010). El gran intercambio se produjo como una verdadera explosión de relaciones intercontinentales, pero el proceso continuó durante mucho tiempo. En el Cuaternario las sucesivas pulsaciones climáticas impulsaron el traslado de animales y plantas en fases que provenían de Asia. La última pulsación dio lugar al ingreso del ser humano y la práctica desaparición de la megafauna que había caracterizado el Mio-Plioceno.

V-2-1-3- Biomas Precuaternarios Amazónicos

La evolución del relieve y el tectonismo durante períodos de tiempo tan grandes producen interacciones de largo alcance en los seres vivos, cuyas cubiertas vegetales producen del mismo modo interacciones en el propio relieve.

Los depósitos sedimentarios Cenozoicos tardíos son ubicuos en la Amazonía occidental y tienen su origen en un sistema de humedales fluviomareales que como venimos señalando ocuparon esta región durante casi 13Ma, antes del establecimiento final del cauce Amazónico moderno. Hasta ahora hemos visto las características geomorfológicas y climáticas de este megahumedal, pero no nos hemos referido apenas a las cubiertas vivas que lo precedieron y acompañaron. La fauna del sistema Pebas y Acre están entre las más modernas e increíbles en Suramérica antes del Gran Intercambio Biótico Americano (Negri, F-R. et al. 2010). La radiación evolutiva de estas faunas tropicales, incluidas las Paleógenas, es digna de estudios

propios y se cuenta entre las más asombrosas de todo el Cenozoico. La fauna de cocodrilos y tortugas de la Amazonía indica que su radiación culminó en el Mioceno con una diversidad y disparidad imbatida hasta hoy. El estudio paleobotánico ha indicado la existencia de bosques pluviales modernos de angiospermas y una extinción entre el Eoceno y el Oligoceno tras la que los biomas volvieron a extenderse sobre la superficie pantanosa del Mioceno. La fauna del Neógeno es ya moderna, extremadamente extensa y ramificada: serpientes y lagartos, pelícanos y cormoranes, marsupiales (zarigüeyas), armadillos y osos hormigueros; perezosos gigantes, gliptodontes, roedores, cuyes, agutíes, capibaras gigantes, pacas y otros roedores gigantes, acuáticos y espinados; ungulados suramericanos con pezuña en convergencia evolutiva con ungulados del viejo mundo (camellos, caballos); manatíes, delfines de río y estuario. La fauna del PlioCuaternario es mucho menos diversa en comparación debido a la glaciación y la desaparición de los productivos ecosistemas acuáticos que habían dominado el Mioceno (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Los reptiles y peces Miocenos Amazónicos son entre esta fauna megadiversa los taxones que más se diversificaron. Entre ellos encontramos cocodrilianos como los aligátors, caimanes, purusaúridos y moursuchus (cocodrilos gigantes filtradores), gaviales, cocodrilos acuáticos y terrestres, tortugas de agua dulce y tortugas gigantes, tortugas terrestres, tortugas de caparazón blando y duro, de todo tipo y condición. Las faunas suramericanas son particularmente relevantes para la comprensión de la evolución de los cocodrilos y tortugas y miembros como el *Purussaurus* y la *Stupendemys* suponen los más grandes ejemplares conocidos de estas familias. Entre los peces amazónicos del Neógeno existen ya formas modernas en la forma de tiburones y tiburones de agua dulce, tiburones blancos gigantes, marinos y de río; rayas de agua dulce y salada; peces sierra, peces guitarra, arapaimas y pirañas; tetras, pacús y trahiras; siluriformes, peces gato succionadores, peces gato dentados y peces barbados; peces gato marinos, percas, etc. (Lundberg, J.G. et al. 2010), (Riff, D. et al. 2010), (Negri, F-R. et al. 2010), (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

V-2-1-3-A- El Bosque Verde y la Amazonía reconocible

Cuándo se estableció el bosque tropical en la Amazonía es una pregunta de largo alcance. Los bosques trópico-ecuatoriales son famosos por ser los ecosistemas más biodiversos del planeta.

La flora amazónica total estimada alcanza más de 40.000 especies vegetales, de las cuales unas 30.000 son endémicas (Obermuller, F.A. et al. 2014). Durante el Cretácico Medio (100MaAP) Amazónico la flora no angiosperma dominaba el bosque, pero ya eran biomas tropicaloides que desde el Cretácico Superior han dejado evidencia fisionómica de las primeras etapas de los bosques húmedos del Norte de Suramérica. En el Paleoceno Medio (61MaAP) existía una selva tropical parecida a la de los bosques húmedos neotropicales angiospermas modernos, aunque su diversidad era mucho menor. Durante el Eoceno la biodiversidad aumentó muy rápido con la radiación evolutiva de la vegetación neotropical y los bosques lluviosos neotropicales adquirieron su fisionomía, diversidad y composición. Los niveles de diversidad del Eoceno Medio fueron mayores que los de los bosques Amazónicos modernos. Sin embargo debido al grave enfriamiento y aridez relacionada con la glaciación Antártica en el límite Eoceno-Oligoceno se produjo una disminución de la biodiversidad Amazónica. La orogenia Andina Neógena modificó los drenajes de Sur-Norte a Oeste-Este y de los ríos con origen cratónicos agotados de nutrientes a los ríos nacidos en los Andes, con mayor cantidad de nutrientes. Durante el Neógeno la Amazonía ya estaba cubierta por un bosque pluvial altamente diversificado y estratificado. La extensión del manglar (*Rhizophora spp.*) tanto en la costa oriental como en el interior del humedal y su distribución en el interior de la cuenca debió ser muy importante. Los estudios palinológicos recogen un entorno fluvial con una extensa variedad de taxones de bosque lluvioso en familias como las Arecaceae, Melastomataceae, Sapotaceae, Euphorbiaceae, Leguminosae, Annonaceae y Malpighiaceae, así como pantanos semicubiertos de palmas. Los ambientes acuáticos predominantemente de agua dulce se confirman por la existencia de helechos acuáticos *Ceratopteris* (*Magnastriatites grandiosus*), gramíneas y asteráceas. Entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano (8-5MaAP) la selva Amazónica era diversa y bien estructurada y se encuentran tipos de polen de todos los estratos forestales: gramíneas, sotobosque, dosel, helechos trepadores y epífitos. El paisaje Amazónico estaba completamente establecido para el Plioceno y la estabilidad ambiental hasta entonces había permitido su desarrollo. En este período predominaron las familias Arecaceae, Poaceae, Malvaceae, Euphorbiaceae, Malpighiaceae, Humiriaceae y Melastomataceae. Entre el Plioceno y el Pleistoceno tardío (4-2,6MaAP) se produjo un receso en los patrones sedimentarios que frenó el hundimiento en la cuenca Amazónica occidental e inició la incisión fluvial en cabecera (Jaramillo, C. et al. 2010).

V-2-1-3-B- El Gran Humedal Mioceno

El paisaje Mioceno de la Amazonía occidental se caracteriza por las transgresiones y regresiones marinas en las llanuras continentales que ofrecieron a la vida la oportunidad de ocupar estos nichos, extenderse y radiar evolutivamente. La primera fase, el sistema proto Pebas, supone el direccionamiento de las cuencas con un sentido Norte-Noreste, encajonadas entre el cratón de la Guayana y el orógeno Andino. El sistema Pebas fue evolucionando de un sistema fluvial a un sistema de estuarios, con unas características bioclimáticas y físicas muy diferentes a cualquier paisaje actual (salvo quizá, la llanura de Bangladesh). Durante el Mioceno Medio (16-11MaAP) el sistema Pebas se extendió como un humedal pantanoso de poca profundidad, donde reptiles y anfibios convivían con la fauna adaptada cuadrúpeda. Al final del Mioceno, el macizo guayánico se abrió al Este, quizá debido a la incidencia de la ZCIT y el progresivo establecimiento de las condiciones físicas y atmosféricas que llevarían al Cuaternario. El megahumedal era un ambiente de agua dulce, abundante precipitación y altas temperaturas, con mareas muy potentes que hacían ingresar el mar en la llanura. Esto producía inundaciones con distinta periodicidad y contribuía aún más a la biodiversidad.

El levantamiento de los Andes Centrales y del Norte en el Mioceno Temprano (16-24MaAP) contribuyó a crear cuencas de antepaís semiendorreicas y propensas a inundarse. En conjunción con el establecimiento de un clima monzónico en la Amazonía se dio inicio al megahumedal del sistema Pebas.

El clima estable y tropical se extendía entre las conexiones marinas de la Amazonía y los Llanos con la divisoria de drenaje principal del Arco del Purús y los escudos cratónicos. Esta región fue dominada en consecuencia por un bosque pluvial diverso inundable en el sistema de humedales. Las laderas orientales de los Andes y de los cratones generaron ambientes de megacono con gran impacto local y regional en estos ecosistemas acuáticos (Wilkinson, M.J. et al. 2010). En el Mioceno Medio (11-16MaAP) este sistema estaba en su máxima extensión y radiación evolutiva. Los invertebrados y vertebrados terrestres y acuáticos fueron muy diversos en el oeste de la Amazonía. Al final del Mioceno (7-11MaAP) se produjo el levantamiento acelerado de los Andes del Norte y la fragmentación de los sistemas de drenaje. Esta época vio la apertura de la Amazonía Occidental y el levantamiento del Arco Vaupés que

dividiría el Orinoco de la Amazonía para terminar con el establecimiento del sistema de drenaje Amazónico transcontinental. El cono submarino de la Amazonía empieza a crearse en esa época (9MaAP) en la fase Acre, con una fluvia marisma que llegaba desde la Amazonía Occidental hasta la desembocadura y un sistema fluvia mareal en la costa Noreste de Sudamérica que ingresaba periódicamente hasta el Plioceno (Hoorn, C. et al. 1995). Incluso en el Plioceno el sistema mareal influía de tal manera que se han supuesto transgresiones desde el Río de la Plata y el Atlántico Sur (Räsänen, M.E. et al. 1995). Esta extensión de biomas tropicales hiperhúmedos permitió la diversificación de las megafaunas acuáticas y terrestres en un territorio mucho mayor que la de la selva actual (Wesselingh, F.P. et al. 2010) (Irion, G. & Kalliola, R. 2010).

V-2-2- Bioclimatología Cuaternaria **y en el Último Máximo Glacial**

El consenso científico generalizado considera el clima del Cuaternario y sus variaciones climáticas como el clima actual y moderno, y al Holoceno el actual período interglacial. El conocimiento de los bioclimas cuaternarios explica las posibles variaciones naturales y tendencias que pueden suceder en el futuro.

La bioclimatología cuaternaria se enmarca en un contexto de fluctuaciones generalizadas en la precipitación, la temperatura y las frecuencias en los fenómenos extremos. Las fases de aridez y humedad han provocado que durante los interglaciares el sistema Amazónico se haya constituido en un auténtico lago y la selva se expanda, mientras que durante los períodos glaciales se produce una mayor sequedad y estacionalidad con sabanización en incluso desertificación en los bordes. Estos procesos han modificado muy rápidamente los biomas y las transiciones han podido suceder en períodos del orden de menos de un siglo. Las glaciaciones y deglaciaciones Andinas provocan la disminución y aumento de la denudación andina, así como de los procesos de sedimentación Amazónica y la progradación de la llanura costera de Guyana y del Delta Submarino Amazónico. En este contexto se sitúa el ciclo de Irion en las vías principales de la cuenca del río Amazonas. El bosque pluvial ha permanecido de forma flexible pero tenaz en el centro-oeste de la Amazonía, con cambios en la

composición del bosque lluvioso pero con una obstinada determinación. El páramo ha modificado su extensión mucho durante estos ciclos, uniéndose y disgregándose insularmente y diversificando su flora (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (Eds.) 2010).

El Cuaternario se extiende desde hace 2,58MaAP. Sus oscilaciones climáticas han producido modificaciones altitudinales de los biomas Andinos y Amazónicos que han definido desde su inicio el paisaje. El cauce principal del Amazonas ha incidido progresivamente en los valles debido a los procesos erosivos pulsátiles del ciclo de Irión (Wesselingh, F.P. & Hoorn, C. 2009). Los bosques de la Amazonía oriental durante los episodios glaciales han sido más abiertos, semidecíduos o decíduos y las sabanas arbóreas se pudieron desarrollar en los bordes a expensas de la selva tropical (Orme, A.R. 2007b). A pesar de las ideas de Haffer la mayor parte de la selva Amazónica parece haber permanecido intacta. En el Cuaternario se ha extinguido la mayor parte de la megafauna y fauna superespecializada debido a la competencia establecida por el Gran Intercambio Biótico Americano, las modificaciones climáticas bruscas y en último término la llegada del ser humano (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Dirigir la mirada hacia el UMG es interesante ya que muestra cómo responden los biomas a las diferentes condiciones climáticas, en especial durante la máxima expansión del hielo y de intensidad del frío, con unas concentraciones de CO₂ muy inferiores a las actuales y amplias modificaciones en la estacionalidad y los regímenes de las precipitaciones (Sylvestre, F. 2009). La propuesta de Haffer establecía que durante los intervalos áridos glaciales la selva pluvial se redujo a refugios en los que la disponibilidad de agua era mayor, a modo de islas rodeadas de sabana abierta (Haffer, J. 1969). Según él, esto había promovido un aislamiento y especiación que aumentaba al restablecerse la selva a partir de los bosques amazónicos. Su teoría, a pesar de ser muy contestada, proporciona un interesante paralelismo en el desarrollo del páramo. La migración altitudinal ha sido común en las laderas andinas y subandinas y ha producido hibridaciones en los taxones afectando a la estructura y funcionalidad de los ecosistemas y procesos evolutivos (Urrego, D.H. et al. 2009), (Baker, P.A. & Fritz, S.C. 2015).

V-2-2-1- Metodología

Los archivos de texto (en formato *.tx) se depuraron y rellenaron, incluyéndolos en una matriz de cálculo mes a mes que permitiera su utilización. A medida que se necesitaban nuevos índices, se realizaba el cálculo y se ingresaba en la base de datos para su diagramación y cartografía. La mayoría de los siguientes mapas están realizados en ArcGIS 10.1 mediante métodos de interpolación para conseguir píxeles de 100x100 metros. La fenología y los tipos están basados en la universalmente reconocida metodología de Rivas Martínez (Rivas Martínez, S. 2008, 2010) y las sucesivas adaptaciones que se han hecho para Ecuador Continental. Algunos índices hubieron de transformarse para la UMG, ya que las características de la bioclimatología y la fenología actual no corresponden con la de esa época. Este es el caso de Io- ombrotipos, ya que no hay una forma coherente actual de mostrar la transición de los ombrotipos desde la selva pluvial hiperhúmeda hasta un clima glacial pleno sin hacer múltiples modificaciones.

A partir de los datos extrapolados se han podido visualizar las correspondientes movilizaciones y ascensos de la potencialidad fenológica y bioclimática durante las fases frías y cómo el factor antrópico modifica en la actualidad estas potencialidades.

Para la representación cartográfica de los índices se prefirió de nuevo la ayuda de las bases generales nacionales, y la creación de un DEM en ArcGIS que permitiera una mejor plasticidad de los resultados

V-2-2-1-A- Parámetros e índices bioclimáticos para el análisis del Último Máximo Glacial

Los índices bioclimáticos y fenológicos presentados a continuación se calcularon en base a la modificación climática realizada para calcular los climas de un hipotético Máximo Glacial (que podría ser el último registrado). No todos los índices pudieron completarse para este período, debido a que para su cálculo se necesitaban parámetros climáticos cuyo cálculo es demasiado especulativo. Antes de presentar cualquier índice y cartografía se realizaron múltiples pruebas para que los valores resultantes tuvieran sentido. Las precipitaciones fueron reducidas entre 1/3 y 1/4, aunque se utilizaron factores de corrección (+/- 10%) en función de

cómo de interiores o expuestas se encuentran las estaciones. Las estaciones con valores anómalos en los índices debidos a la reducción de temperatura en altura fueron modificadas para corregirlas y realizar las interpolaciones sin la influencia que podría sesgar las cartografías. Esta corrección fue la de variar la magnitud en función de las estaciones cercanas, o en los casos en los que esto no fue posible (las más extremas en altitud), se prefirió la no representación. Los datos transformados para estos índices se encuentran explicados en la Metodología del Análisis de las tendencias climáticas. Se trató de que los índices calculados fueran los mismo que su versión para el clima actual, con intención de compararlos y poder realizar un seguimiento del movimiento ecotonal o la aparición de nuevas potencialidades bioclimáticas.

Los índices que fueron examinados para este hipotético máximo glacial fueron: el Índice de Termicidad de Rivas Martínez; los Índices de Aridez de Martonne y Lang; los Índices Ombrotérmicos IO, Iod2 y Iod3; los Índices de Estacionalidad y Concentración de las Precipitaciones y la Evapotranspiración según Turc; y finalmente una adecuación altitudinal a los bioclimas propuestos.

A continuación se presentan, en los siguientes apartados, los resultados del análisis de los índices bioclimáticos y la regionalización de los bioclimas estimados para el UMG.

V-2-2-1-B- Delimitación y cartografía de bioclimas en el UMG

La representación cartográfica de los bioclimas glaciales (Fig. 144) se basa, como en el caso de los actuales, en la gradación altitudinal de los pisos bioclimáticos. Para ello se tomaron en cuenta los valores estimados en la fenología y la bioclimatología que se encuentra en la presente tesis. Se debe tener en cuenta que los valores mostrados en esta bioclimatología son bastante extremos; para una mejor comprensión de los parámetros climáticos, véase el episodio dedicado a la transformación climática en el UMG. Las altitudes a las que los pisos potenciales se sitúan podrían ser ligeramente diferentes en el extremo Norte y Sur. La cartografía, como es habitual, se realiza sobre el DEM de 100m. En este caso se han eliminado las capas correspondiente a los factores antrópicos (ciudades, carreteras) y los ríos han sido reducidos: de acuerdo a la bibliografía el régimen hídrico debía ser mucho menor.

V-2-2-2- Análisis de los índices bioclimáticos en el UMG

V-2-2-2-A- Termicidad

El Índice de Termicidad de Rivas Martínez llevado a la base de datos fue interpolado mediante varios procedimientos, hasta encontrar el que con más lógica se podría representar cartográficamente (Fig. 135). En este caso fue el procesamiento kriging interpolado para 100 metros en el entorno de ArcGIS, que se presenta en detalle del área de estudio. La falta de datos en el interior del Oriente lastra la interpolación, ya que la tendencia al enfriamiento que se supone para las regiones más al Este (mesotropicales según esta categorización) no resultan creíbles. La interpretación del mapa de Termicidad (Fig. 135) permite observar la desaparición de los tipos Infratropical y desaparecen Infratropical y Termotropical inferior para dar paso a un contexto mucho más frío y un descenso del orden de los 1000 metros en los termotipos, lo que coincide con el análisis climático.

El tipo Termotropical Superior, en la actualidad asentado entre los 1200 y los 2000msnm parece inundar la llanura Amazónica en el contexto glacial. Los pisos se suceden con rapidez en el ascenso y puede considerarse que la entrada de aire menos frío desde la llanura a través de los cañones como el del Pastaza sesgan los pisos y termotipos de los valles interiores en el Altiplano, definiendo áreas con fuerte tendencia al enfriamiento y la atermia. El piso Montano Mesotropical, que domina en la actualidad la llanura interior de los Andes, queda desplazado a la región de la Formación Mera y las cordilleras Periandinas. Esto confirma lo visto en la sección de Clima Glacial, ya que los climas Cfb encontrados en el Altiplano hoy día también bajaron hasta establecerse entre el ápice del Megacono y el frente de erosión. Los pisos Criotropicales y Criorotropicales limitan las regiones subnivales y gélidas sobre los 3000msnm. La atermia sugerida por la isoterma de 0°C más allá de esos 3000msnm sugiere un fuerte contraste entre esta región y piso Atérmico y la Llanura Amazónica. La temperatura podría haber sido mayor estacionalmente, aunque la observación de los pisos supramontanos actuales sugiere una oscilación térmica diaria muy acusada también para el período glacial -aunque seguramente mucho menos intensa entonces.- Es muy probable que las nubes y nieblas ascendieran mucho más que en la actualidad y estuvieran distribuidas azonalmente, cubriendo el sol, promocionando el frío y aumentando de esta forma la extensión del piso Atérmico.

Índice de Termicidad UMG

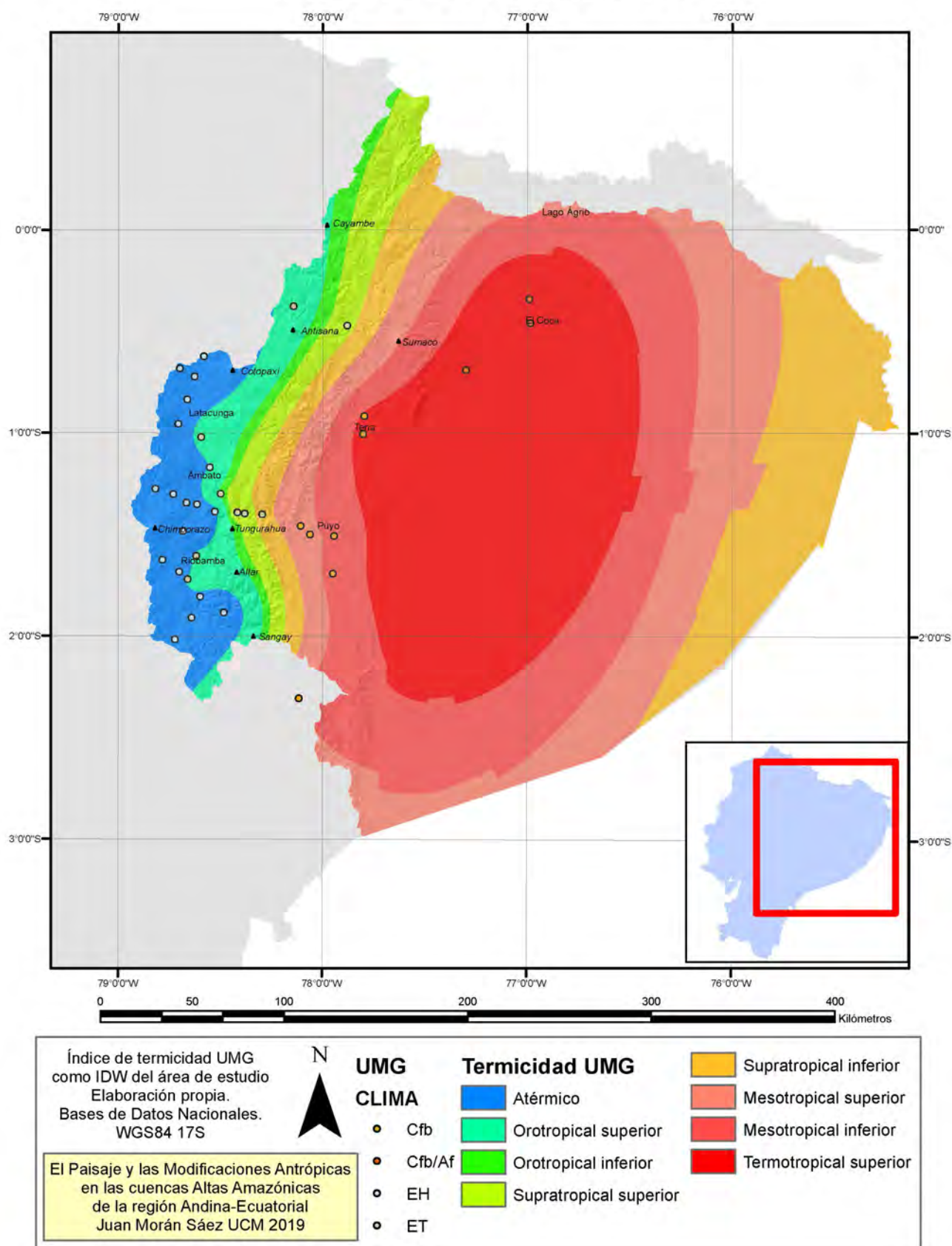


Fig. 135: Mapa de Termicidad UMG

V-2-2-2-B- Índices de Aridez: Martonne y Lang

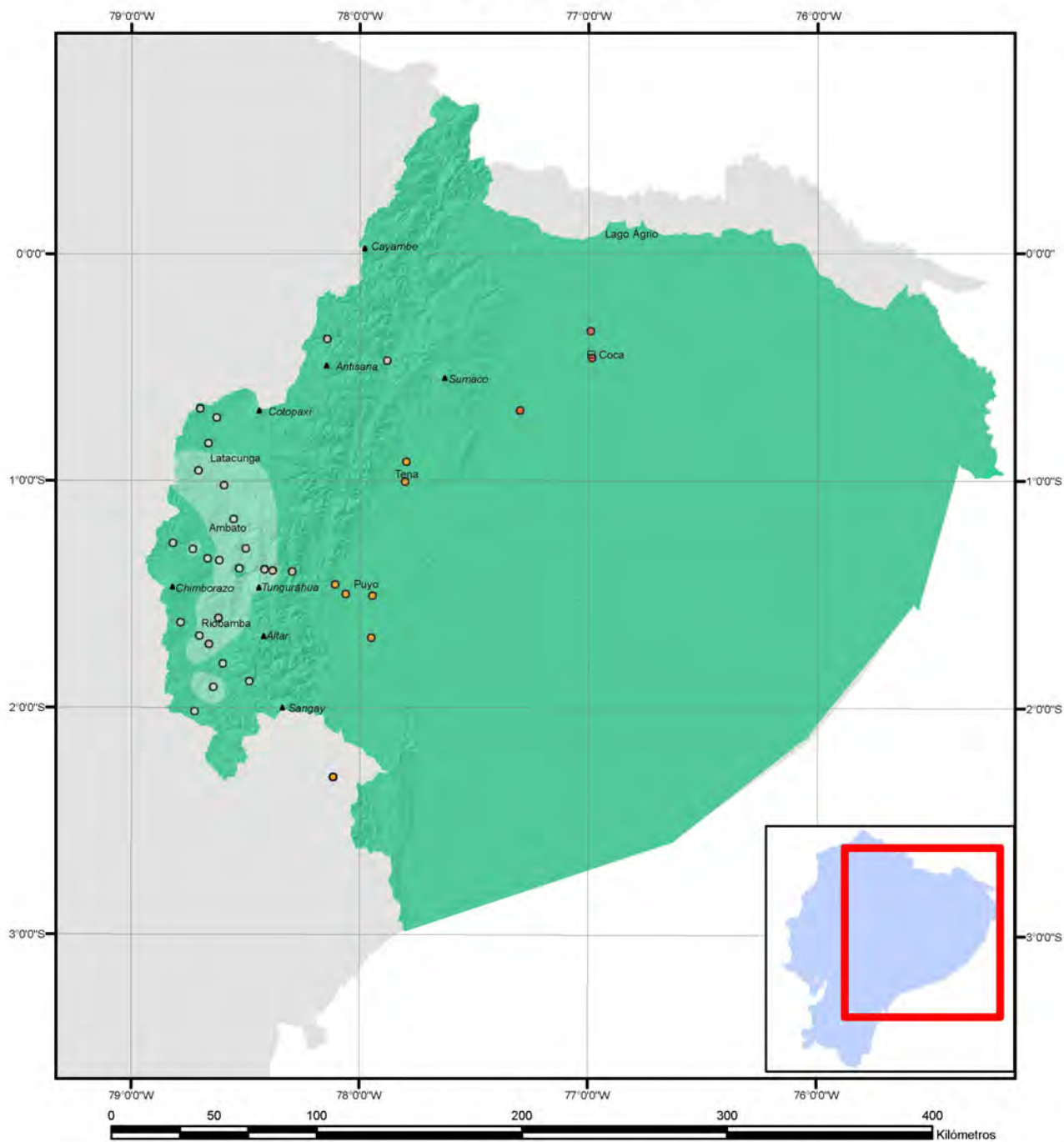
Índice de Aridez de Martonne

El mapa del Índice de Aridez de Martonne, obtenido mediante interpolación IDW (Fig. 136) señala un aumento de la humedad durante la glaciación, a pesar de la realización de estos cálculos bajo la premisa de la disminución acusada de la precipitación. Aunque la región Amazónica continua naturalmente Perhúmeda, las regiones que podían tener en la actualidad algún tipo de semiaridez quedan como Subhúmedas. Es posible que esto sea consecuencia del adelgazamiento de la franja sobre la que el agua precipita, por el descenso de la Isoterma de 0°C; es posible que las características sin embargo no fueran muy diferentes a las actuales, ya que no se conoce la intensidad ni la humedad de la banda ciclónica que acompaña a la ZCIT y que empujaría a los vientos húmedos a la precipitación orográfica durante su ascenso por el cañón del Pastaza. Realizada la comprobación mensual del Índice, se entiende que la estacionalidad de las precipitaciones durante el paso de esta ZCIT podría tener efectos importantes en la acumulación al interior de la nieve y el hielo. La Cordillera Oriental podría potencialmente acumular mucha cantidad de precipitación y aumentar la intensidad de la aridez en la zona Interandina y Occidental -ya que no llegaría la precipitación tan al Oeste-.

Índice de Aridez de Lang

El índice de aridez de Lang apoya la versión aportada por el índice de aridez de Martonne: la aplicación de esta relación de precipitación y temperatura (Fig.137) define una brusca sucesión de un clima glacial o periglacial a directamente zonas húmedas de bosques, con mayor importancia de estos bosques cuanto más nos acercamos a la desembocadura del Pastaza sobre la Superficie Mera. La enorme prevalencia de la humedad sobre la temperatura inclina a la potencialidad de los prados en la superficie Mera, pero eso no parece muy probable con la temperatura existente, sino una adaptación de bosques de altura a la penillanura existente. Además se supone cierta modificación formal en la hidrogeografía que establecería bosques frescos en una ambiente perhúmedo. Se presenta un mapa de representación simple por clasificación del atributo.

Índice de Aridez UMG



Índice de aridez de Martonne UMG
como IDW del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S



El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

UMG

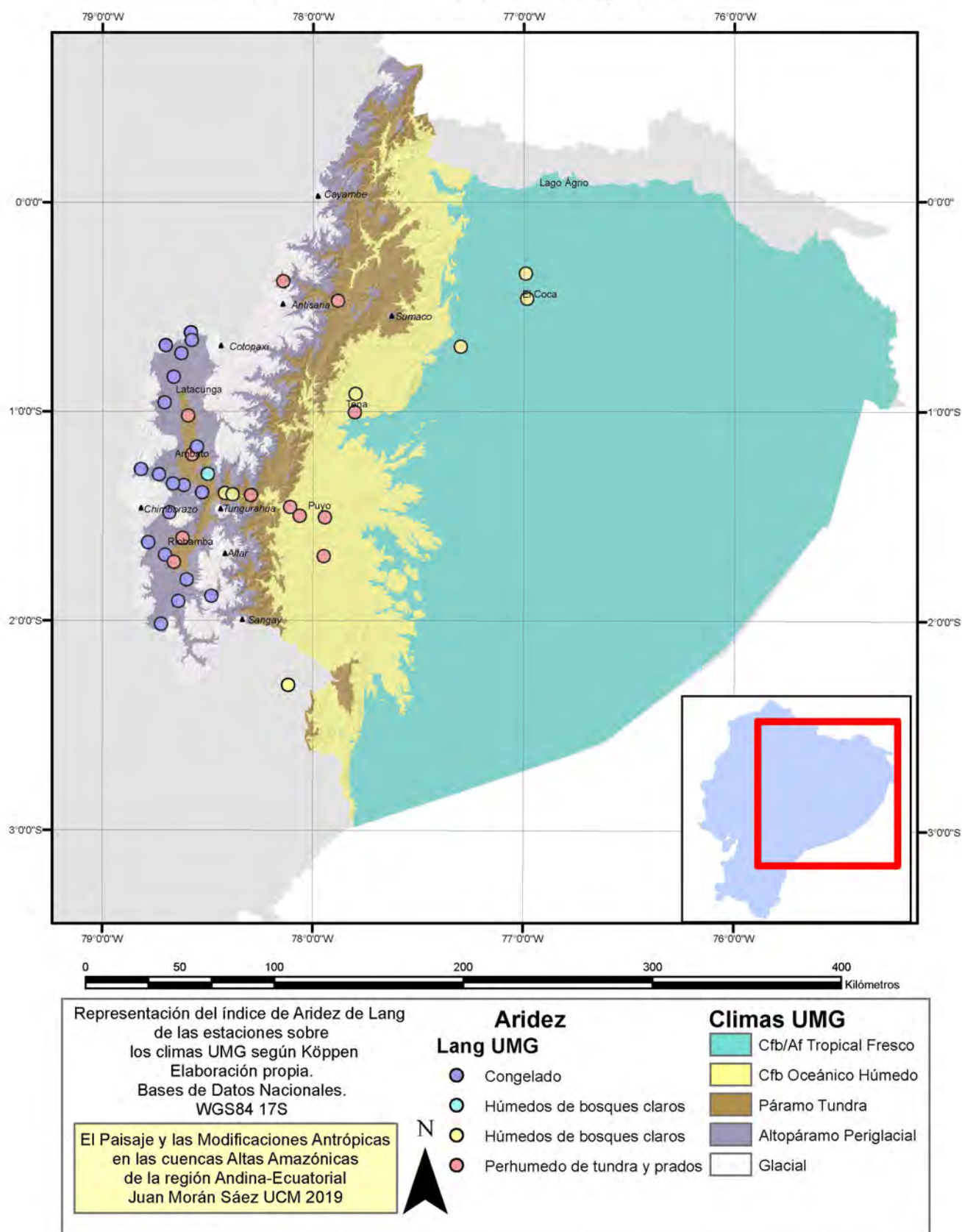
- Cfb
- Cfb/Af
- EH
- ET

Martonne UMG

- Subhúmeda
- Húmeda
- Perhúmeda

Fig. 136: Mapa de Aridez de Martonne UMG

Índice de Aridez de Lang UMG



V-2-2-2-C- Índices Ombrotérmicos

El Índice Ombrotérmico determinado a partir de la interpolación IDW (Fig. 138) presenta variaciones con respecto a la actualidad, fundamentalmente en el aumento de la extensión de la zona Hiperhúmeda superior. A pesar de la reducción propuesta para las precipitaciones, las temperaturas serán lo suficientemente bajas como para producir un aumento del índice en las llanuras. Sin embargo, al analizar la Cordillera se puede observar un aumento en la extensión de los valores Húmedos, que en los periodos glaciales quedan completamente encastillados en el Callejón Andino. Puede que la fuerza de los vientos no fuera suficiente como para trasladar la humedad al otro lado de la Cordillera Oriental.

Iod2

El índice Ombrotérmico de los dos meses más secos respalda una auténtica revolución en la representación ombrotérmica, con cambios muchísimo más pronunciados cuando se observan mediante la interpolación IDW de sus valores (Fig. 139). Los valores “Siempre verdes” se extienden por la llanura y el Megacono, incluyendo las laderas amazónicas de la Cordillera Oriental, el Sur del Levantamiento Napo y el Norte de la cordillera del Cutucú. El aumento relativo de la humedad debido al descenso acusado de las temperaturas en altura, incluso con una tercera parte de la precipitación actual, produce variaciones ombrotérmicas muy acusadas en el interior de la Cordillera de los Andes. Los bosques deciduos tropicales y las franjas más áridos parecen reducidos a los ecotonos de las áreas congeladas. El interior Andino a partir de los 3200msnm, a excepción de las áreas con microclimas producidas por el ingreso de la humedad desde la Amazonía, serían parte integral de un área congelada perteneciente a los ambientes periglaciales y glaciales.

Iod3

La cartografía de la interpolación IDW del Iod3 (Fig. 140) se confirma los valores que tienden a la humedad, con variaciones puntuales en el Altiplano hacia la aridez estacional. Los valores quedan truncados de nuevo por las bajas temperaturas, que congelan los valores y representan precipitaciones en forma de nieve, y el hielo a partir de los 3200msnm.

Índice Ombrotérmico UMG

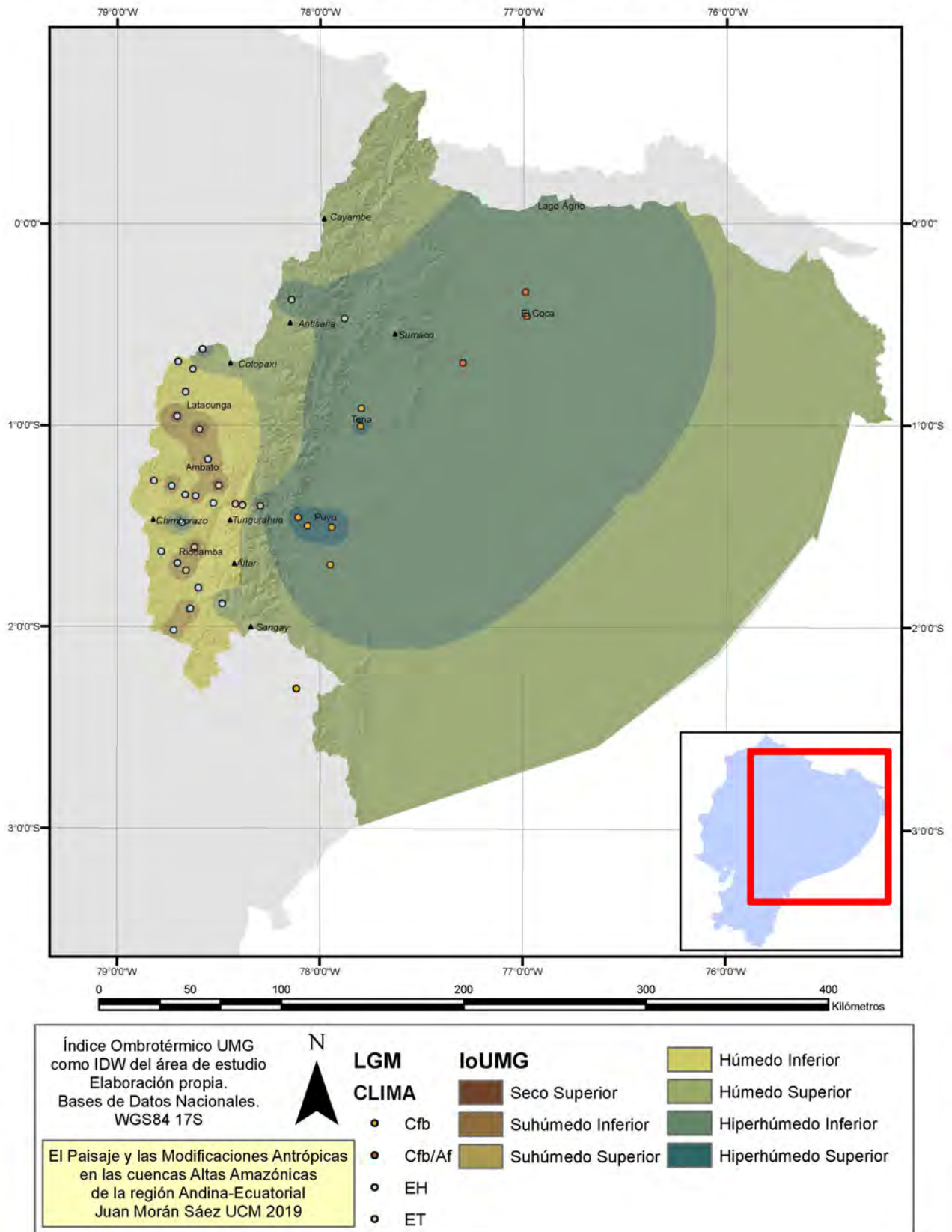


Fig. 138: Mapa Ombrotermia UMG

Índice Ombrotérmico Iod2 UMG

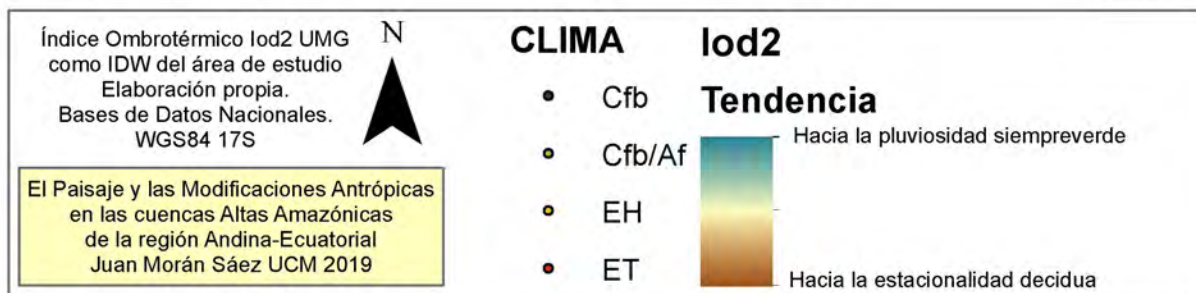
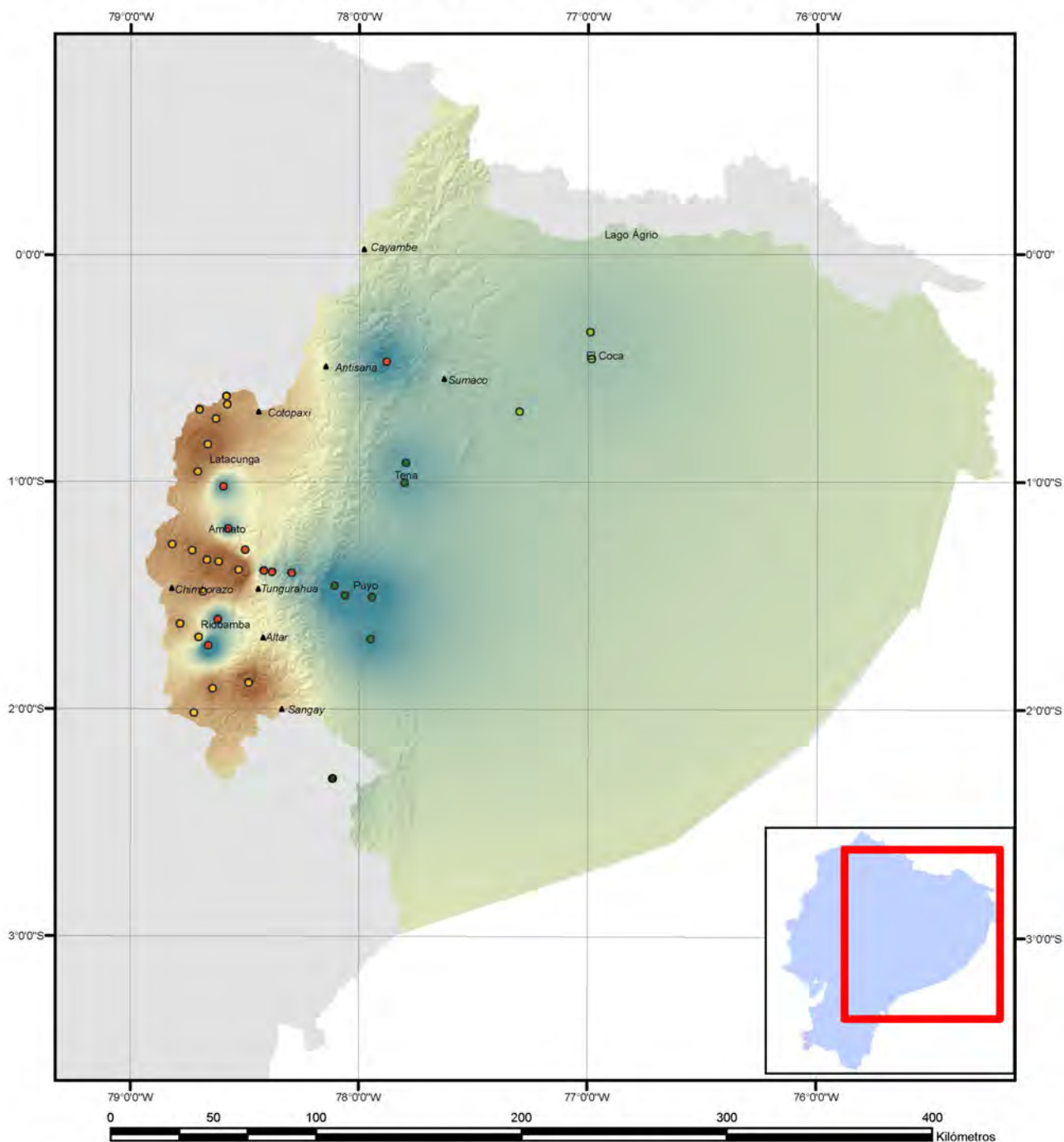


Fig. 139: Mapa Iod2 UMG
350

Índice Ombrotérmico Iod3 UMG

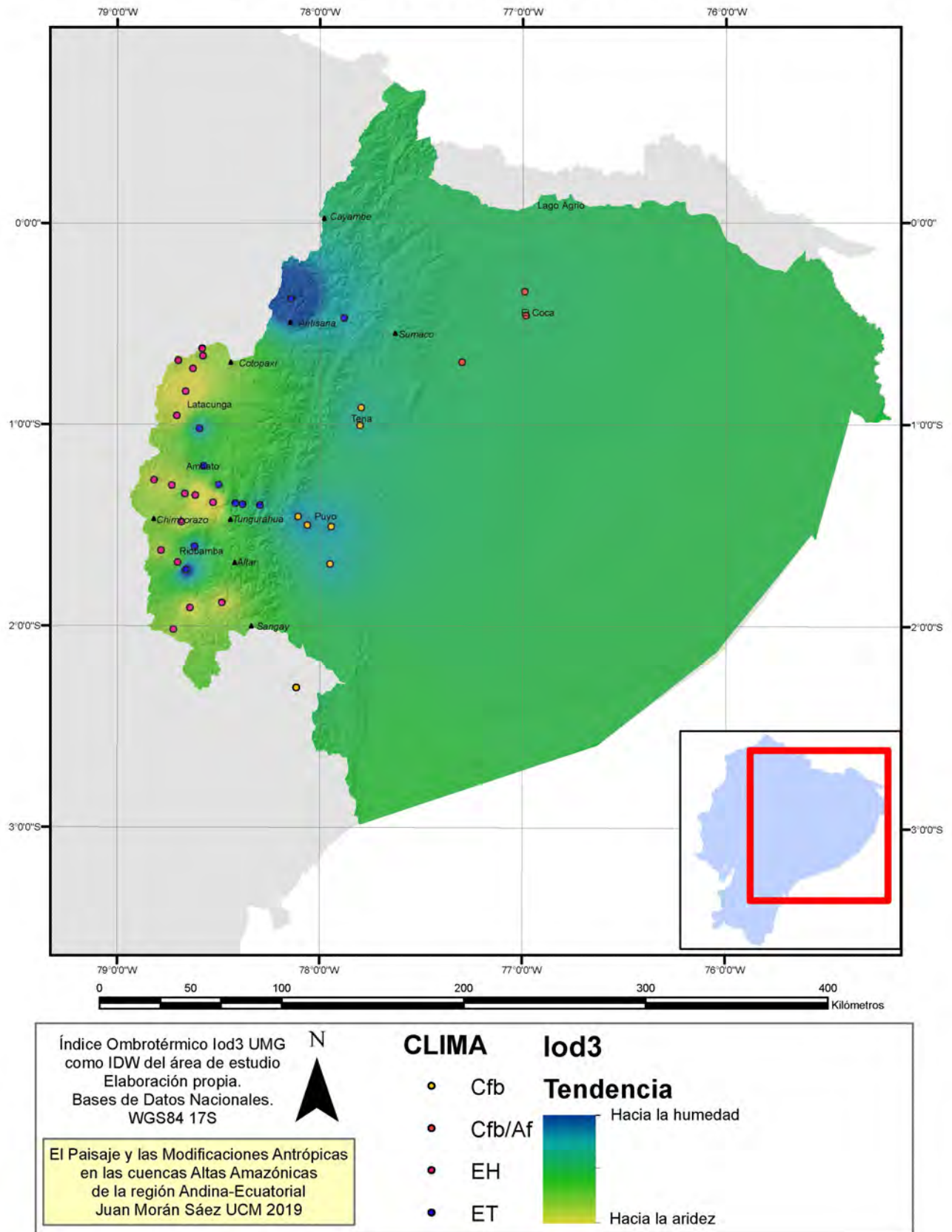


Fig. 140: Mapa Iod3 UMG

V-2-2-2-D- Precipitaciones: Estacionalidad, Concentración ETR

Estacionalidad de Walsh y Lawler

La representación de la estacionalidad de las precipitaciones durante el UMG (Fig. 141) propone una visión muy similar a la de la actualidad, debido a la ausencia de datos concretos acerca del movimiento e intensidad de la ZCIT. Aún así puede observarse una tendencia progresiva a mayor estacionalidad cuanto más ascendemos, más acusada que en la actualidad. La estacionalidad puede verse profundamente afectada por el relieve, por lo que se presupone una mayor irregularidad en la cordillera de lo que se muestra en la cartografía. Los valores tendentes a la estacionalidad serían mayores cuanto más nos alejamos de la llanura y nos internamos, por el Cañón del Pastaza en el interior Andino. Por otra parte, algunos datos relativos a las precipitaciones y la existencia de una isoterma de 0°C tan baja como 3000msnm hacen que los datos no sean todo lo precisos que nos gustaría.

Régimen de Precipitaciones	Walsh y Lawler
Muy Constante	0,00-0,19
Constante con definida Estación Húmeda	0,20-0,39
Medianamente estacional con corta Estación Seca	0,40-0,59
Estacional	0,60-0,79
Marcadamente estacional con larga estación seca	0,80-0,99

Concentración de la Precipitación

La Concentración de la Precipitación durante las glaciaciones es muy difícil de precisar, ya que desconocemos la distribución de la misma a lo largo del año durante el UMG. Hemos supuesto la reducción de las precipitaciones y se han realizado modificaciones a este régimen, siendo los resultados de los análisis poco concluyentes (Fig. 142). La posición relativa de la ZCIT durante el año y la posibilidad de una mayor estacionalidad está presente. Sin embargo, dado que las precipitaciones podrían haber sido menores y que las bajas temperaturas reducirían la frecuencia e intensidad de los eventos meteorológicos y climáticos extremos,

parece lógico considerar una muy ligera concentración de las precipitaciones, con especial prevalencia en la región montañosa.

ICP	Zonas
15-10	Moderadamente estacional
8,3-10	Uniforme

ETR Turc

Del mismo modo que con los Índices relativos únicamente a la precipitación y cuyos datos debieron ser extrapolados, la Evapotranspiración que se representa en la cartografía (Fig. 143), a partir de la interpolación de sus resultados debe tomarse con precaución. Los datos presentados en el mapa se refieren a la ETR existente con una disminución de 1/3 de la precipitación, sin modificación latitudinal. En el llano la ETR es cercana a entre un tercio y la mitad de las precipitaciones. Puede observarse la rápida disminución de los valores al acercarnos a la cordillera, y la práctica desaparición de la Evapotranspiración al llegar a la altitud correspondiente a los valores bajo 0°C. En el Altiplano, durante un máximo glacial, la ETR puede ser muy baja; si le añadimos la intensidad del frío, que asegura la precipitación en forma de nieve, se puede augurar una acumulación de nieve muy importante, que aumentaría con el albedo, la niebla y la coalescencia de las áreas de hielo.

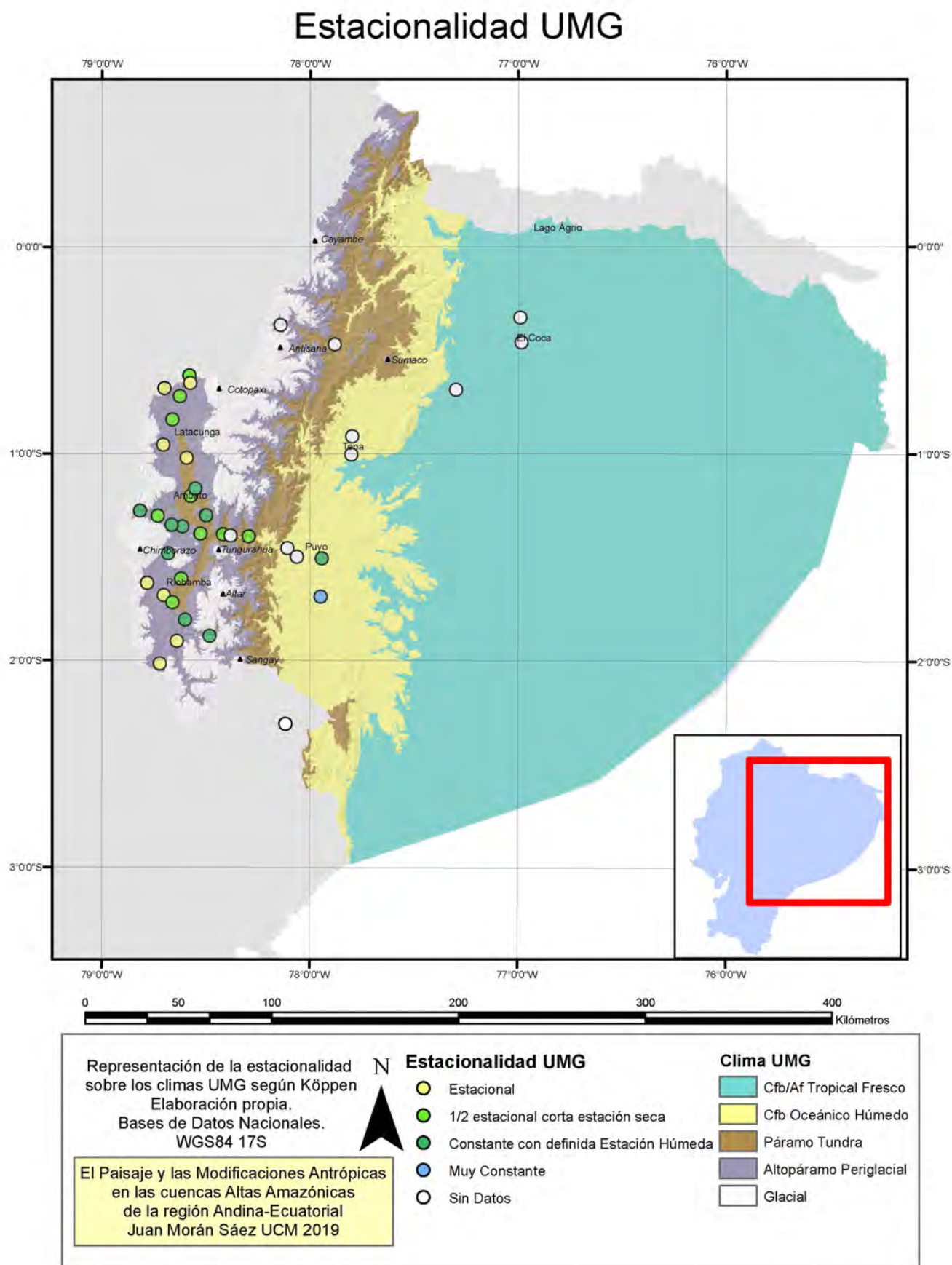


Fig. 141: Mapa de Estacionalidad UMG

Índice de Concentración de la PP UMG

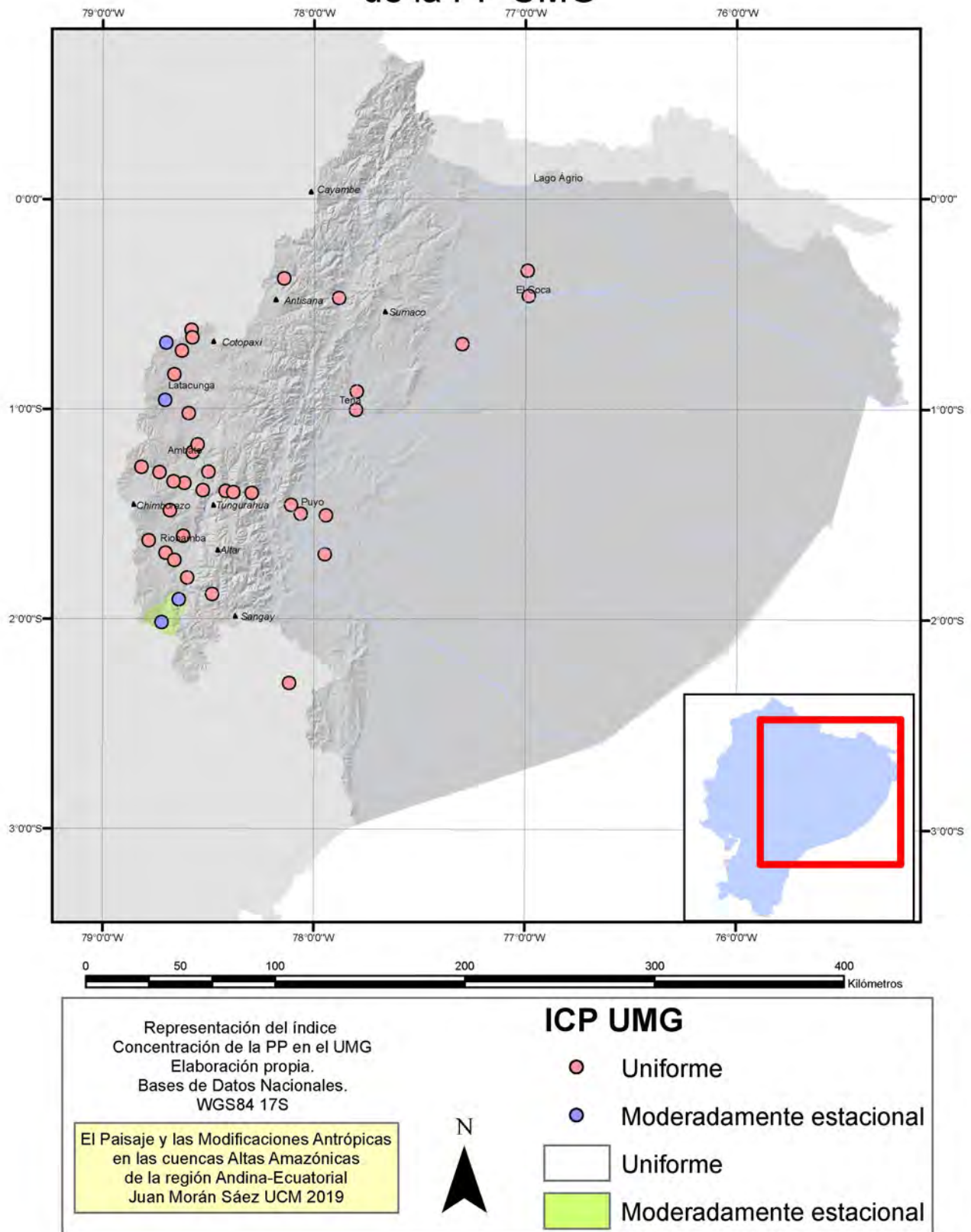


Fig. 142: Mapa de Concentración de la PP UMG

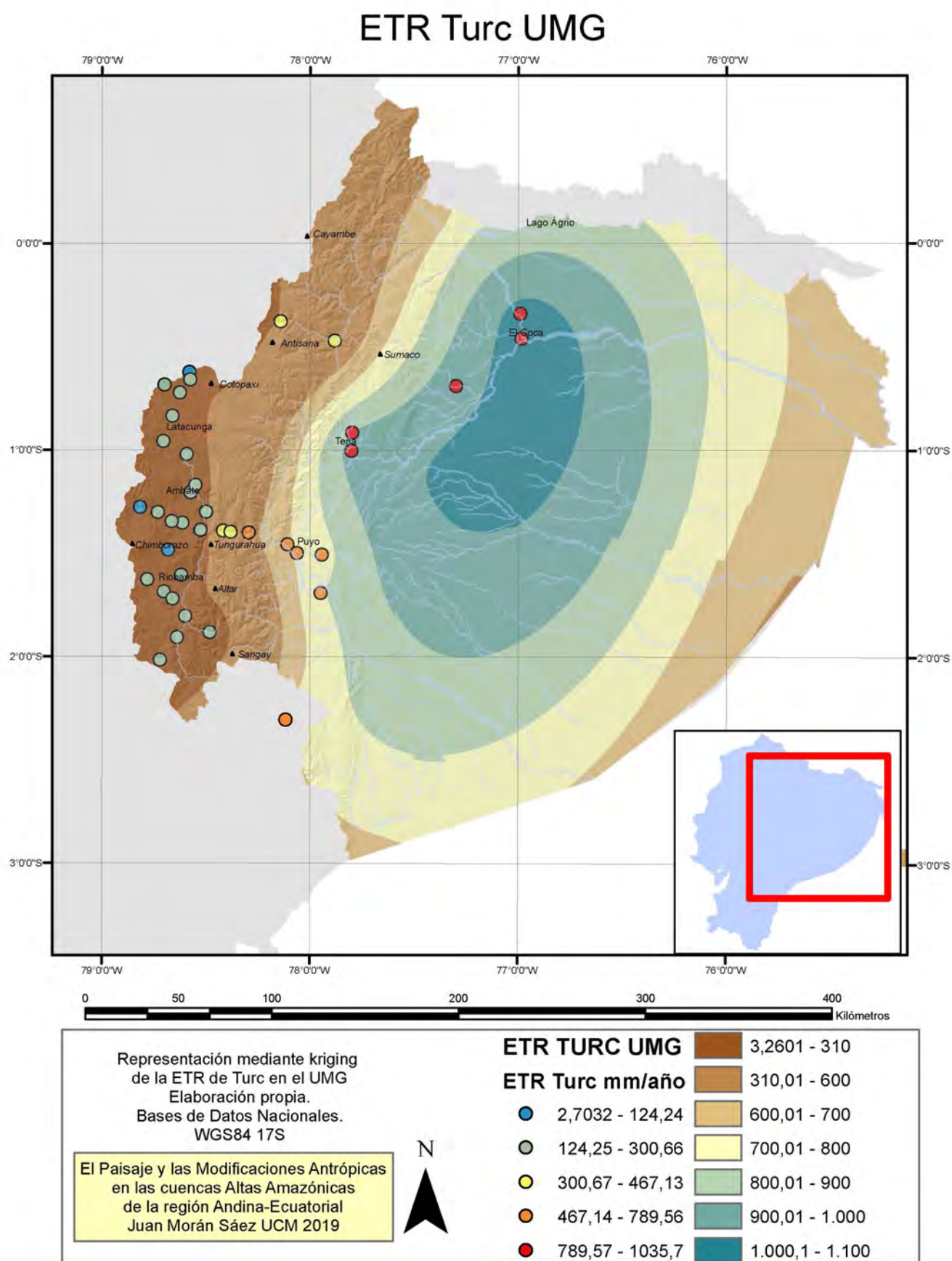


Fig. 143: Mapa de ETR de Turc UMG

V-2-2-3- Los bioclimas durante el UMG

La profunda transformación climática que se produce durante los períodos glaciales resulta evidente al analizar las potencialidades altitudinales bioclimáticas que se extendían en base a los descensos de las temperaturas propuestos en la bibliografía. A continuación presentamos una descripción de las potencialidades existentes en el área de estudio durante un Máximo Glacial. Los bioclimas potenciales son el Bosque Pluvial, el bosque Tropical Fresco, el Bosque Nublado, el Páramo, el Altopáramo, el Superpáramo Periglacial y la zona glacial, que han sido agrupados para una mejor comprensión en función de sus similitudes.

La representación cartográfica de los bioclimas glaciales (Fig. 144) parte, como en el caso de los actuales, de la aplicación de la gradación altitudinal de los pisos bioclimáticos. Para ello se tomaron en cuenta los valores estimados en la fenología y la bioclimatología que se encuentra en la presente tesis. Se debe tener en cuenta que los valores mostrados en esta bioclimatología son bastante extremos; para una mejor comprensión de los parámetros climáticos, véase el episodio dedicado a la transformación climática en el UMG. Las altitudes a las que los pisos potenciales se sitúan podrían ser ligeramente diferentes en el extremo Norte y Sur. La cartografía, como es habitual, se realiza sobre el DEM de 100m. En este caso se han eliminado las capas correspondiente a los factores antrópicos (ciudades, carreteras) y los ríos han sido reducidos: de acuerdo a la bibliografía el régimen hídrico debía ser mucho menor.

V-2-2-3-A- Los Bosques Pluviales

El Bosque Pluvial Amazónico

El Bosque Pluvial Amazónico de los períodos glaciales ocupa las llanuras de inundación del actual Bosque Pluvial Inundable por la previsible disminución de los caudales, así como las áreas hacia el interior del continente por debajo de los 200msnm. Los distintos cálculos realizados permiten afirmar que para producirse la sabanización del mismo y su conversión en un bosque deciduo o semideciduo (o incluso herbáceo) la precipitación debería reducirse en al

menos un 70% con respecto a la actual. Los límites de la Selva Tropical Amazónica glacial podrían encontrarse en las regiones orientales actuales con mayor biodiversidad, lo que quizá tenga influencia al ser ecotonales con el Bosque Tropical Fresco.

Bosque Tropical Fresco

La mayoría del territorio del escalón Andino y la Llanura Amazónica entre 200-1700msnm se encontraría durante los períodos glaciales tendente a la creación de un Bosque Tropical Fresco, con temperaturas menores de 18°C pero superiores a los 8-10°C, con abundante precipitación. Ese contexto termo pluviométrico se encuentra en la actualidad conformado por los bosques montanos de la vertiente oriental Andina y el interior, entre los 800 y los 3500msnm. La extensión de estos Bosques Frescos Cuaternarios sería la mayor de todos los demás en nuestro área de estudio, ocupando durante la mayoría del Cuaternario las llanuras cercanas a los Andes. Eran bosques húmedos y nublados, cubiertos quizá de nieblas estacionales traídas por los vientos Amazónicos. El Bosque Tropical Fresco no existe hoy día en la llanura, ya que en el Ecuador geográfico las temperaturas son siempre superiores, a no ser que se encuentren en altura. Este tipo de bosque se extendía potencialmente por amplias regiones periandinas, pero también por otras regiones frescas y húmedas. Los taxones montanos invadían la llanura, reavivando la biodiversidad y extendiéndose hasta reunir por coalescencia muchas secciones que en la actualidad se encuentran aisladas de bosques montanos. En ese contexto los cañones Andinos como el del Pastaza han permitido el ingreso de los taxones del interior Andino en la Llanura Amazónica, lo que supone una excepcional vía de transformación fitosociológica y de especiación. La importancia del Cañón del Pastaza en este sentido es difícil de conmensurar, pero supone una estupenda área de estudio que aclararía este aspecto. Existen posibilidades de que la gradación altitudinal entre la Plataforma Mera y la llanura provocara alteraciones en los patrones fitosociológicos, con diferenciación de biomas con un conjunto dominado por los taxones Andinos y otro por los Amazónicos. Por todas estas razones y otras que veremos más adelante, el Bosque Tropical Fresco supone uno de los más importantes biomas Cuaternarios de este período; el más extenso y duradero.

V-2-2-3-B- Los Bosques Nublados

Los bosques puramente montanos y nublados de los períodos glaciales actuaban como un ecotono entre los Bosques Tropicales y los biomas Andinos. Aunque ignoramos la humedad y la estacionalidad de las precipitaciones y se ha propuesto una disminución de los eventos meteorológicos extremos, es probable que la sombra orográfica descargara el máximo de lluvias en esta franja entre los 1700-2400. A pesar de la extensión (700 metros) vertical que les corresponde, la superficie horizontal no es demasiado grande, quedando reducida a las laderas con mayor desnivel de las vertientes Orientales de los Andes, el Cutucú y el Levantamiento Napo. Los bioclimas de bosque nublado podrían extenderse hacia el ecotono con los bosques Tropicales Frescos, debido a que no conocemos la composición exacta de sus conjuntos fitosociológicos. En términos bioclimáticos, la potencialidad de estos bosques es muy similar, entre ellos y con el llano Andino, ascendiendo en la actualidad hacia el páramo *stricto sensu*. Cabe preguntarse cuándo se abrió por completo el cañón del Pastaza y cómo el movimiento del sedimento y los períodos interglaciares han influido en la caracterización bioclimática de los Bosques Nublados. El ascenso y descenso de las distintas comunidades vegetales por la incisión del Pastaza durante los ciclos climáticos puede ser un fenómeno de importancia capital en la distribución fitosociológica.

V-2-2-3-C- El Páramo

El Páramo

El Páramo herbáceo festoneado de arbustos y plantas enanas, que en la actualidad puede encontrarse a partir de los 3000-3200msnm se extendía durante los períodos glaciales entre los 2400-2800msnm. En las vertientes Orientales se habría situado en una franja mínima posiblemente entrelazada con los bosques nublados, o indistinguible de ellos. En el interior de los Andes, sin embargo, su extensión podría haber sido mucho mayor, ocupando amplias franjas interiores y extendiendo potencialmente su influencia hacia la Amazonía.

Alto páramo

El Altopáramo, donde las temperaturas habrían provocado heladas frecuentes y la vegetación rala podría haber permanecido permanentemente húmeda se sitúa entre 2800-3200msnm, en contacto con las nieves o las áreas periglaciales. Las franjas Orientales de los Andes habrían sido muy estrechas y húmedas, pero su extensión al interior sería mucho mayor, aunque más seco. Las manchas de bosque bajo paramero podrían haber estado en contacto con la nieve y el hielo.

V-2-2-3-D- Periglaciarismo y Glaciarismo

Superpáramo Periglacial

A partir de los 3200-3600msnm la potencialidad bioclimática observada durante los más duros momentos de las Glaciaciones corresponde a la importante isoterma de 0°C. La temperatura pasaría frecuentemente por el punto de congelación y la nieve, que sería la forma de precipitación más común. Serían comunes las morfologías periglaciales en un contexto de pendientes pronunciadas al Oriente y relieve ondulado al interior.

Glacial

El área glacial, al menos aquella en la cual las temperaturas podrían haber estado largas temporadas muy por debajo de 0°C se encontraba durante los Máximos Glaciales por encima de los 3600msnm. La precipitación en forma de nieve en las orientaciones al Este sería muy abundante y la acumulación de la misma y su transformación en firn un continuo que daría lugar a amplios campos de nieve, permafrost y morfologías relacionadas. Más al interior la acumulación de nieve no sería tanta, pero el frío sería más acusado. El extenso glaciarismo fragmentaría los biomas, produciendo islas de especiación. Las lenguas glaciares bajarían por las laderas internándose hacia los páramos, probablemente mucho kilómetros. El glaciarismo de las vertientes orientales debía ser mucho más importante, debido al empuje de los vientos Amazónicos húmedos, pero el frío al interior sería más intenso y duradero.

Bioclimas Potenciales del UMG

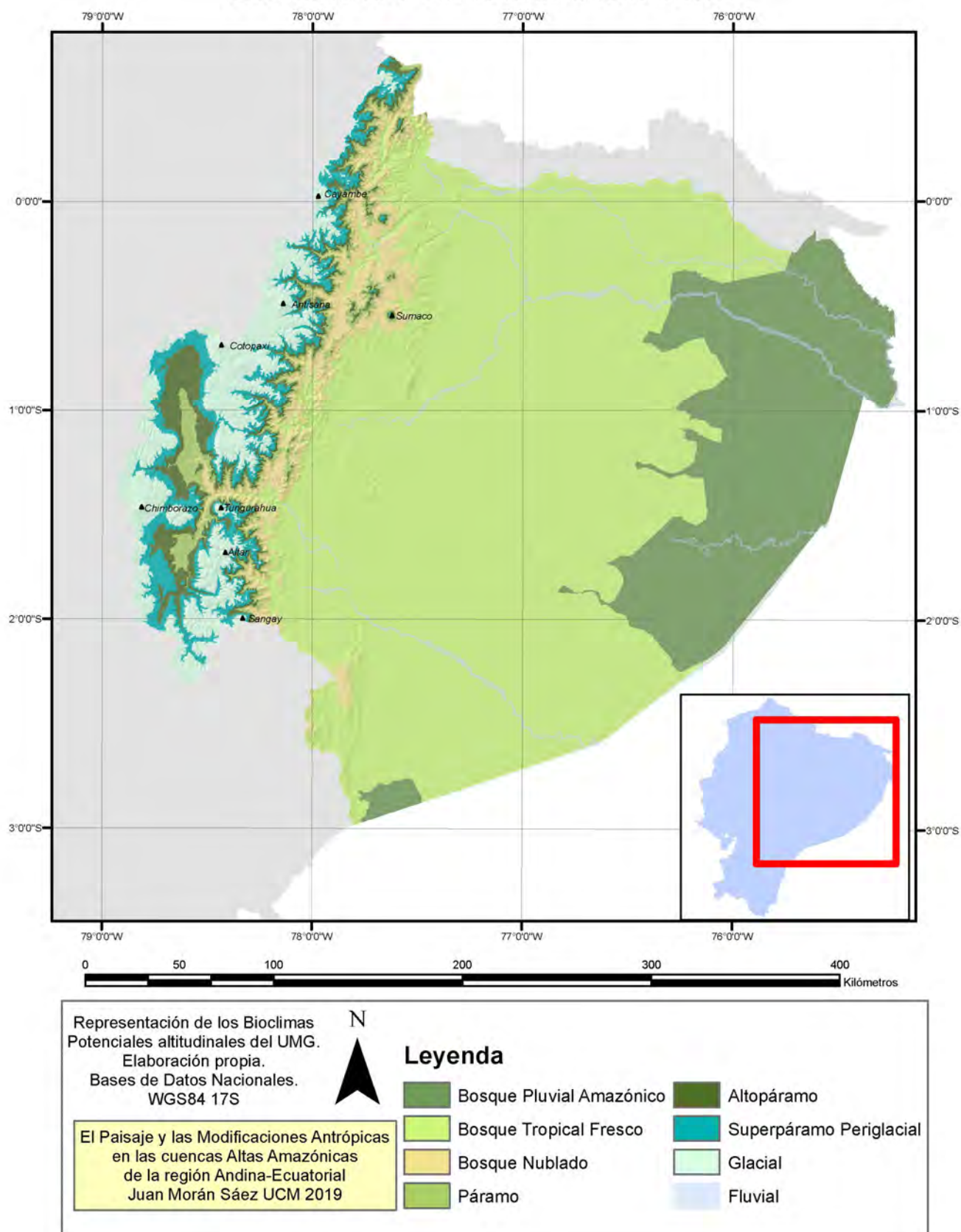


Fig. 144: Mapa de Potencialidad Bioclimática UMG

V-3- Discusión bioclimática

El siguiente capítulo discute los resultados del Análisis Bioclimático actual y su evolución desde y durante los períodos glaciales, con especial incidencia en el Último Máximo Glacial. Como se ha podido comprobar, durante los ciclos Cuaternarios las potencialidades bioclimáticas ven sus límites transformados. Esa transformación es de mucha importancia, ya que la variación de las temperaturas se produce alrededor de la isoterma de 0°C, que suele ser el límite biótico y modifica las condiciones de humedad. La adaptación de los seres vivos a estas transformaciones son el eje fundamental de las adaptaciones y radiaciones evolutivas y forma en último término la cobertura biótica de la zona de estudio.

Los patrones de biodiversidad a gran escala se explican por el desarrollo a lo largo del tiempo de las condiciones climáticas. Los ecosistemas son el resultado de la adaptación en el tiempo a estas variaciones, a la geología y formas edáficas. La biodiversidad se produce como consecuencia de la suma de los procesos de especiación, extinción y migración a toda escala. Los diferentes contextos geológicos y las dinámicas geomorfológicas, así como el diferencial de humedad han producido enormes diferenciaciones en la tipología de suelos y su fertilidad. La mayor fertilidad de los suelos en los sedimentos Andinos de la Amazonía occidental puede haber conducido a una mayor evolución forestal que resulta en la explicación de la mayor diversidad de árboles en esta área. De las más de 12.500 especies de árboles en la región, no muchas son comunes y muchas de ellas son raras; los bosques compuestos de unas pocas especies son raros: este tipo de bosques se da sólo en lugares donde los climas no son aptos para los bosques tropicales. La mayoría de las especies raras se encuentran en el occidente Amazónico, debido también a su estabilidad climática; eso los hace más vulnerables a la conversión y fragmentación del hábitat y al cambio climático pero ha producido gran endemismo y biodiversidad debido a su condición de refugio climático (Steege, H. 2016) (ATDN & RAINFOR 2010). Los efectos potenciales del futuro cambio climático en la fenología y las relaciones interespecíficas de los organismos Andinos y neotropicales estarán fundamentalmente vinculadas a aquellas provocadas por la redistribución de la precipitación en la región, aunque el aumento de las temperaturas podría mover altitudinalmente los pisos

bioclimáticos (Aguirre, L.F. 2011).

Las fronteras bioclimáticas y vegetacionales generan unidades bioclimáticas (bioclimas, termotipos y ombrotipos) que se han expresado por todo el mundo como mapas bioclimáticos. El macrobioclima tropical es la unidad tipológica mayor del sistema de clasificación bioclimática que corresponde al área de estudio. Para discernir las distintas subdivisiones se han usado tradicionalmente los índices bioclimáticos. De ellos los más importantes (y los que hemos usado también nosotros) son: Índice de termicidad; Índice Ombrotérmico Anual; Índice Ombrotérmico de la época seca (trimestres, bimestres y cuatrimestres) y mensuales; Temperatura positiva anual (Rivas Martínez, S 2010). Junto a estos, los distintos índices y valores climáticos y meteorológicos típicos (Temperatura, Temperatura media mensual, del mes más frío y más cálido, absolutas y oscilaciones, así como todos los valores relacionados con las precipitaciones), índice fenológicos de termicidad, índice de Aridez de Martonne e índices de Lang, índices de concentración de la precipitación, índices de Estacionalidad de Walsh y Lawler y la ETR según Turc. Todos estos índices se calcularon en una matriz para las 39 estaciones que finalmente quedaron analizadas. Cuando se pudo, además se realizó la traslación de toda la matriz a los valores propuestos del Último Máximo Glacial para su comparación. El conjunto de los datos fue exportado a una matriz de SIG (ArcGIS) y se realizó una tarea de cartografiado. De este modo las afirmaciones que podemos realizar en este documento son lo suficientemente sólidas y hacen referencia en su mayoría a las observaciones de otros autores. Cabe recordar que el conjunto de los datos primarios utilizados de las estaciones se encontraba en bruto: datos en archivos de texto (formato txt) de precipitación y temperatura. El modelo de Fenología General para el Ecuador Continental mediante el uso y la representación espacial de los índices bioclimáticos propuestos en el sistema de Rivas Martínez es el que mejor se ajusta en términos generales a las condiciones ambientales que determinan los tipos de vegetación, aunque ya hemos indicado que en los bosques primarios y secundarios estos modelos tienen muchos problemas de representatividad espacial y temporal.

Existe una necesidad creciente de información para ampliar el análisis a través de Sistemas de Información Geográfica, que permita vincular los parámetros hidrometeorológicos con los datos de los sensores remotos.

En cuanto a la fenología, que estudia las reacciones de la vegetación a la variación climática estacional, en las regiones ecuatoriales se basan casi en exclusiva en la mayor o menor precipitación y su torrencialidad, ya que las variaciones de temperaturas son altitudinales y espaciales y no temporales (a no ser noche y día en el páramo). Estas variaciones de precipitación son las responsables de la floración, fructificación, y en menor medida la brotación. Los ecosistemas son siempreverdes y los semidecíduos o decíduos quedan relegados a la vertiente occidental o parches concretos de los Andes, aunque puede producirse estacionalidad en las precipitaciones, y por lo tanto los seres vivos deben adaptarse a ello. Al Sur de la región el número de meses secos es mayor, mientras hacia el Norte estos se reducen (Herrera, X. et al. 2013).

Una descripción pormenorizada de las formaciones vegetales puede encontrarse en el Sistema de Clasificación de los Ecosistemas del Ecuador Continental de Ministerio del Ambiente del Ecuador de 2013. Debemos indicar que la potencialidad de los ecosistemas descritos no está en consonancia con las realidades paisajísticas, e incluso dudamos de su precisión para adaptarse a las condiciones climáticas cambiantes. Las principales formaciones vegetales potenciales descritas en el Centro-Oriente ecuatorial son: para el Páramo, los herbazales en la forma de Herbazal del Páramo, Herbazal lacustre montano bajo del Sur de la Cordillera Oriental, Herbazal húmedo montano alto superior, Herbazal inundable del Páramo, Herbazal y Arbustal siempreverde subnival del Páramo, Herbazal húmedo subnival del Páramo y Herbazal ultrahúmedo subnival del Páramo. El Ecotono herbazal-arbustal los sitúa en contacto con el Arbustal siempreverde, el Herbazal del Páramo y el Bosque siempreverde del Páramo (bosque nublado). La franja inferior se encuentra ocupada por el Bosque bajo siempreverde del Sur de la Cordillera Oriental. En las laderas orientales nos encontramos el Bosque siempreverde en sus variedades piemontano, montano, montano bajo y montano alto. El caso de los ecosistemas selváticos en rigor, los bosques son los reyes: Bosque inundable de la llanura aluvial, lacustre-riparia de aguas negras, de palmas o en forma de herbazal, que se combinan con el omnipresente Bosque siempreverde de tierras bajas.

El siguiente cuadro (Fig. 145) indica los pisos altitudinales de los ecosistemas y sus relaciones con los termotipos (Modificado de Ministerio del Ambiente del Ecuador, 2013).

Piso altitudinal	Andes Oriental Norte	Andes Oriental Sur	Cordilleras Amazónicas	Amazonas	Termotipos
Basal/Tierras Bajas	N/A	N/A	N/A	<500m	Infratropical
Piemontano/ Basimontano Inferior	600-1200 m	700-1500 m	500-1400 m	N/A	Termotropical
Montano bajo/ Basimontano Superior	1200-2000 m	1660-2200 m	1400-1900 m	N/A	Termotropical
Montano	2000-3000 m	2200-3000 m	1900-2400 m	N/A	Mesotropical
Altomontano	3000-3700 m	3000-3400 m	2400-2800 m	N/A	Supratropical
Alto Andino/ Altomontano superior	3700-4300 m	>3400m	> 2800 m	N/A	Orotropical
Subnival	4300-4500 m	N/A	N/A	N/A	Criotropical
Nival	> 4500 m	N/A	N/A	N/A	N/A

Fig. 145: Pisos altitudinales y termotipos. Cuadro que muestra los pisos altitudinales de los ecosistemas y sus relaciones con los termotipos. *Fuente: modificado del MAE, 2013.*

Los termotipos pueden compararse con las potencialidades bioclimáticas propuestas por esta Tesis y otras investigaciones. Los límites y la corología de estas formaciones vegetales pueden encontrarse en <http://mapainteractivo.ambiente.gob.ec/> junto con gran cantidad de cartografía bioclimática y fenológica que está siendo modelizada en los últimos años. Los datos de origen de estas representaciones se deben tomar con precaución, como ya indicamos en la presentación de este capítulo.

V-3-1- Cuaternario Andino **y el movimiento altitudinal de los Bioclimas**

Como hemos visto, las temperaturas durante la mayor parte del Cuaternario en las llanuras y el piedemonte ecuatorial de Suramérica fueron significativamente menores que las actuales e incluso durante largos períodos de la glaciación fueron aún más bajas con relación a la glaciación, del orden de 5°C inferiores a nivel del mar en el Caribe, y similares tierra adentro (Colinvaux, P.A. et al. 1996). Las especies vegetales se desarrollan en ámbitos localizados y

se reasientan cuando son afectadas por modificaciones ambientales, que también pueden ser antropogénicas. La migración será tanto más eficaz cuanto más adecuada es su capacidad epigenética y dependerá de la interacción intraespecífica, la interacción con el nuevo entorno o los cambios ambientales a escala global o regional. Este proceso ha sido examinado a otras escalas y desde distintos puntos de vista (Thompson, L.G. 2000), (Mosley-Thompson, E. & Henderson, K.A. 2000), (Heine, K. 2000-11), (Urrego, D.H. et al., 2016).

La cordillera Andina simboliza el cambio y la biodiversidad. Con altitudes superiores a los 6.000msnm contiene muchas de las regiones bioclimáticas de la Tierra. Su topografía incorpora grandes estructuras influyentes en la circulación atmosférica y la hidrología Suramericana. Su diversidad ecológica y endemismo se debe a las diferencias altitudinales, los microclimas y las condiciones edáficas que crean heterogeneidad biofísica y distribuciones estrechas y restringidas (Young, K.R., et al. 2002), (Young, B.E. et al. 2009). 3/4 partes de las familias vegetales de los Andes del Norte se encuentran en Ecuador, así como más de la mitad de los 4002 géneros. En los Andes del Norte hay 5000 especies endémicas y un incremento de 500 especies endémicas nuevas descubiertas cada 10 años (Jørgensen, P.M. 2011). La flamante orogenia pliopleistocena de los Andes ha hecho que ciertas regiones tengan las tasas de especiación más rápidas del mundo natural. El relieve accidentado y la humedad Andina producen una región Andina biodiversa a escala global. Aún se debe interpretar cómo la especiación se ha producido y mantenido en el tiempo. Algunas teorías establecen que esta superespeciación Andina es un relictos de distribuciones mucho más amplias; otras hablan de que las barreras biogeográficas, los corredores y las vicarianzas ecológicas han sido mucho mayores en el pasado; en algunos casos se ha interpretado que esta biodiversidad es el estado natural de las cosas y que nuestra visión está sesgada por el estudio de una bioclimatología "occidental" terriblemente afectada por la antropización. Sin embargo, Ecuador tiene volcanes activos y grandes valles interandinos con suelos y vegetación muy alterados que mantienen gran diversidad en los bosques de las laderas orientales. La diversidad climática y sus especiales características (interacción de la ZC1T, enfriamiento adiabático, inversión de los vientos por cambios diurnos de temperatura) es parte fundamental en la creación y mantenimiento de los actuales sistemas bioclimáticos (Garreaud, R.D. & Aceituno, P. 2007). En los Andes hay gran profusión de lagos formados por la retirada de los glaciares de montaña y el relleno de sus geomorfologías por la esorrentía; estos lagos van colmatándose

de forma tendencial y son puntos calientes de biodiversidad. Todavía hoy en día los glaciares avanzan en algunos casos hasta los 4.600msnm (Clapperton, C.M. 1993, La Frenierre, J. et al. 2011). Las capas edáficas derivados de cenizas volcánicas y loess son con frecuencia relativamente fértiles, y pueden generar en concomitancia con la humedad sumideros de carbono a gran altura (histosoles, turberas) contribuyendo con la diversidad edáfica y microclimática a una mayor diversidad vegetal. La transición ecológica vinculada a la altitud se asocia a una fuerte diferenciación en la composición de las especies y la estructura ecosistémica, pero los gradientes son complejos y su linealidad se ve interrumpida muy a menudo y la oscilación térmica diaria es muy potente y aumenta con la altitud. Las heladas y la radiación solar en función de la orientación y las umbrías afectan a la actividad vegetal y la creación de suelos y su estabilidad de forma muy local pero intensa (Veblen, T.T. et al. Eds. 2007).

Los Andes ecuatoriales se dividen en dos subregiones vegetacionales: el páramo y los bosques de ceja andina. A su vez estos pueden diferenciarse en bosques húmedos montanos, pastizales de páramo y los ecotonos arbustivos que limitan el bosque a menor altitud y el superpáramo a mayor. Los páramos se encuentran insularmente alrededor de las mayores cumbres, llegando a ellas hacia el Sur por la menor altitud. El matorral y el bosque de papel típico recorre las quebradas y los márgenes de los ríos (Josse, C. et al. 2009). En los Andes septentrionales los bosques se encuentran potencialmente entre los 3.000-3.300 y 1.500msnm desde donde se reproduce hacia la llanura amazónica gran variedad de bioclimas húmedos y cálidos difíciles de clasificar, que suelen agruparse y diferenciarse sincréticamente (Rivas Martínez, S. 2010). La fenología bioclimática describe las transiciones espaciales y temporales de los ciclos de los organismos. La existencia de humedad regula la generación de follaje y el paso de las estaciones están sincronizadas con la germinación. Los árboles deciduos pierden las hojas antes de la concurrencia de la falta de humedad y las renuevan antes de la vuelta de las precipitaciones y existen otras adaptaciones a las estaciones secas y a los eventos ENSO. En Ecuador apenas hay estacionalidad en las temperaturas pero sí en las precipitaciones. Hay adaptaciones a la aridez y la radiación en altura. Las migraciones animales neárticos a neotropicales, australes a intratropicales e intra andinos en el ecuador existen, pero están muy mal documentadas y analizadas sólo para las aves que buscan láminas de agua que se sincronizan con el SMAS (Aguirre, L.F. et al. 2011).

El descenso altitudinal de los glaciares debido al descenso de temperatura se asocia con el descenso de la línea de árboles más de 800 metros. Los depósitos lacustres de Mera a 1°29'N y 1.100msnm dataron restos de podocarpus -propio de altitudes mucho mayores- entre 34.000 y 26.000aAP, es decir, de era glacial pero en línea con las consideraciones del UMG en Suramérica (Liu, K. & Colinvaux, P.A. 1985). Los alisos se encuentran en estas muestras muy bien representados, aunque en la actualidad están restringidos a alturas mayores de 2.400msnm. Algo parecido ocurre con taxones montanos como Weinmannia, Heydyosmum, Tubuliflorae y Ericaceae (Colinvaux, P.A. et al. 1996). Los movimientos altitudinales de estos biomas adaptándose a los cambios climáticos pueden producirse antes de que la temperatura disminuya de forma notable y existen mecanismos aún más complejos y desconocidos En la Amazonía ecuatoriana probablemente existen especies en el cortejo florístico muy sensibles a variaciones secundarias previas a las modificaciones de la temperatura, como las del CO₂. (Beiler, K.J. et al. 2009), (Song, Y.Y. et al. 2010), (Gorzelak, M.A. et al. 2015).

Los grupos vegetales limitados en altura por las temperatura crecían durante el UMG en los Preandes. Los descensos de las especies variaron entre los 1.500 y 800msnm, como los glaciares mismos que descendieron hasta 1.500 metros en Ecuador en 30.000aAP (Clapperton, C.M. 1993a, 1996).

Durante el UMG la vegetación del páramo redujo de forma extrema su área, en especial porque los glaciares pueden haber estado de forma local en contacto con las franjas alto boscosas situadas más bajas de los 2.000msnm con una temperatura 7-8°C menor que hoy día (Mayle, F.E. et al. 2009). El bosque montano a 1.500 metros más bajo que el actual desarrolló en su borde una vegetación de páramo extremófila, fría y seca, de franja reducida. Las temperaturas medias anuales de esta franja paramera rondaban entre 10 y 12°C más frías que en la actualidad. En los Andes, estas variaciones son muy importantes debido a la intensa gradación altitudinal y la pendiente tan pronunciada (Bradley, R.S. et al. 1985).

El páramo y el bosque nublado son biomas Andinos muy característicos que han modificado su franja altitudinal reiteradamente durante el Cuaternario respondiendo a los ciclos glaciales. La aparición del páramo se produjo en el Plioceno y tanto este como el superpáramo y el bosque nublado sufren avances, retrocesos y reducciones de superficie en respuesta a las oscilaciones climáticas cuaternarias (Yáñez, P. 2009). Los páramos Andinos de los períodos

interglaciales se encuentran en valles y llanuras proglaciares y están compuestos por una variedad de lagos, turberas y pastizales húmedos, mezclados con matorrales y pequeñas extensiones forestales de alta especiación y endemismo (Buytaert, W. et al. 2006). Los movimientos del páramo, superpáramo y bosque nublado han sido comprobados por varios estudios y registros palinológicos (Clapperton, C.M. 1987), (Bush, M.B. et al. 1990). La extensión del Páramo interglacial muestra su fragmentación en las partes altas de los Andes, separados por áreas más bajas cubiertas de bosques (al menos antes de la antropización). El páramo se comporta así como un archipiélago ecológico rodeado de bosques y selvas húmedas templadas y tropicales. Los fragmentos del páramo durante un período glacial hacen coalescencia en función del descenso de las franjas de vegetación y se unen formando áreas mucho más consistentes, con los espacios entre fragmentos mucho más pequeños. Eso produce el intercambio de especies y a una mayor probabilidad de que una especie se traslade, así como especiación en aislamiento en los interglaciales (Yáñez, P. 2009).

V-3-2- Cuaternario Amazónico

La primera evidencia directa que indica un cambio ambiental Cuaternario en la cuenca Amazónica es la existencia de superficies disectadas cuyos barrancos se encuentran en la actualidad cubiertas con selva pluvial (Colinvaux, P.A. 1979), lo que es una señal de la potencial actividad geomorfológica durante una fase de enfriamiento al variar los patrones de precipitación y sedimentación. La evidencia cuaternaria preliminar apunta a la reducción del área cubierta por el bosque pluvial. Los ciclos climáticos cuaternarios parecen no haber afectado cuantitativamente a la diversidad. Durante los períodos interglaciales no se muestra un gran cambio en la diversidad o composición de los bosques pluviales, aunque sí en su extensión y relaciones interespecíficas. Esto indica que la vegetación ya estaba adaptada a la aridez, que no fue intensa ni generalizada y que con el descenso de las temperaturas de 5°C en la llanura sólo se pudo conseguir una progresiva transformación en un bosque deciduo que se sabanizaba hacia el oriente (Jaramillo, C. et al. 2010). Como se puede observar en la cartografía bioclimática (Fig. 144), la región occidental al abrigo de los Andes aún era hiperhúmeda y sus características biofísicas podrían haber sido muy distintas a la de la llanura.



Fig. 146: Paisaje típico Cuaternario de la Amazonía. Machrauchenia en primer término, con Smilodon bebiendo, caballos salvajes, un perezoso gigante y stegomastodones al fondo. El contexto es el de un bosque deciduo, pero hemos podido observar la existencia de al menos un importante refugio de selva fresca en el área de estudio. *Fuente:* <https://mauricioanton.wordpress.com/>

En la Amazonía ecuatorial no hubo abruptos cambios de vegetación, sino invasiones de los bosques de llanura por especies restringidas en la actualidad a la montaña, en respuesta al forzamiento ambiental. Los taxones de la selva tropical no desaparecieron de sus localizaciones actuales: el clima era más fresco pero muy húmedo. Las temperaturas glaciales tropicales deben separarse en los estudios de los cambios en la precipitación y la aridez (Colinvaux, P.A. et al. 1996), (Colinvaux, P.A. & Oliveira, P.E. 2000). Se considera, y así parecen demostrarlo muchos estudios actuales, que la sabana (herbácea o boscosa) se expandió a expensas del bosque pluvial y de galería en los límites de la cuenca del Amazonas debido a las condiciones regionales o locales relativamente más secas durante los períodos glaciales (Bradley, R.S. et al. 1985), (Colinvaux, P.A. et al. 1996), (Mayle, F. E. et al. 2009) (Jaramillo, C. et al. 2010). El bioma sabana (no la sabana climática) como vegetación seca altamente estacional se ha encontrado siempre más allá de los límites de los bosques húmedos Amazónicos. Las sabanas pueden estar dominadas por pastos y matorrales con árboles restringidos a la orilla de ríos y lagos, o incluso convertirse en bosques cerrados altamente estacionales o deciduos. La *caatinga* como vegetación xérica y un clima árido dominaba durante el UMG el paisaje del Noreste de Brasil.

La composición, los límites y la estructura de los bosques del UMG podrían haber sido

diferentes a las actuales en función de los diferentes temperaturas y regímenes de precipitación. Lo que está claro es que los taxones Andinos descendieron a la llanura mezclándose con los existentes allí y formando nuevas comunidades forestales disímiles de las comunidades actuales. La menor cantidad de CO₂ atmosférico producía que los árboles tuvieran una menor densidad de copas y por lo tanto una biomasa menor que los bosques actuales. Los registros de carbón muestran una menor cantidad de incendios durante el UMG con relación al Holoceno. Considerando la Suramérica tropical en conjunto las transformaciones bioclimáticas no fueron sustanciales y se restringieron a los ecotonos, permaneciendo las llanuras como bosques durante el UMG. Estos bosques Amazónicos nunca han sido estáticos y en función de la diversidad ecosistémica de la selva tropical y la heterogeneidad climática del Amazonas actual es esperable algo similar durante el Cuaternario, y especialmente durante el UMG (Mayle, F.E. et al. 2009).

V-3-2-1- Críticas a la Teoría de los Refugios

Una de las preguntas más actuales acerca de la bioclimatología Cuaternaria del Amazonas y las regiones aledañas es cómo cambió la vegetación y el paisaje durante la época glacial. Hemos visto que la temperatura disminuyó: hasta 5°C en la Llanura Amazónica y hasta 16°C en las actuales cumbres para el UMG. La cantidad de humedad y la precipitación en el Amazonas de esta época es objeto de debate, pero se supone por debajo de la actual, como consecuencia del debilitamiento de las corrientes y la circulación atmosférica y la llegada mínima de humedad desde el Atlántico. Las teorías van en varios sentidos. Haffer interpretó que en los momentos de mayor aridez y frío los bosques selváticos se retraerían a diversos refugios, rodeados por sabana abierta (Fig. 139). Otros autores como Vimeux han venido sugiriendo que en ningún caso existió sabana herbácea, de ningún tipo y el conjunto del Amazonas se mantuvo como una selva hiperhúmeda. Entre estas dos posturas existen varias posiciones intermedias: desde las que defienden la conversión de la selva en un bosque monzónico estacional; la conversión en un bosque deciduo-semideciduo de sabana; quienes defienden que la Amazonía pudo modificar su bioma pero mantuvo márgenes semiáridos, áridos o sabanizados, hasta incluso que pudiera haberse desertificado casi por completo. Según nuestra propia investigación bioclimática un UMG típico el Amazonas ecuatorial

glacial no era en su conjunto árido y los bosques pluviales no estaban fragmentados ya que la reducción de las precipitaciones aún dejaba suficiente humedad como para que los bosques tropicales se desarrollaran.

Nuestra región se corresponde con el supuesto Refugio Napo de Haffer (Haffer, J. 1969). Hemos demostrado a través de nuestro propio estudio climático que las condiciones en los Andes Orientales Ecuatoriales y la región Amazónica aledaña no corresponde a unas características monzónicas clásicas y que durante las fases áridas y frías glaciales no se producía una disminución de la precipitación durante la estación seca lo suficientemente marcada como para convertirse en monzón *koppeniano*. Es muy improbable por lo tanto que las condiciones cambiaran a un clima de sabana. Parece que la hipótesis del refugio toma las consecuencias como causas y adolece de fuentes datables, siendo en general muy especulativa. Sin embargo algunos postulados parecen acertados. La sabana se define por tener algún mes por debajo de 60mm, con la precipitación del mes más seco menor a [100-($\Sigma Pa/25$)]. El bosque deciduo se caracteriza por un clima monzónico o al menos estacional, con aproximadamente 2.000mm de precipitación. El bosque seco tropical se refiere a menos de 2.000mm, con aridez al menos 3 meses (donde la precipitación en mm es menor que el doble de las temperaturas en °C) y con la precipitación del mes más seco menor a [100-($\Sigma Pa/25$)]. Sabemos que cuando la selva se seca puede estacionalizarse y convertirse en bosque monzónico o deciduo. Cabe preguntarse hasta dónde pudo llegar el clima propio de la sabana como degradación estacional del carácter monzónico. La sabana clásica, incluso la más seca, no tiende a hacer desaparecer el arbolado: se transforma en bosque deciduo si no hay un elemento potenciador como la acción antrópica, especialmente la ganadería. La actividad de los fuegos o eventos geomorfológicos pueden eliminar la cubierta vegetal y deforestar y transformar este paisaje en sabana herbácea en función de la estacionalidad y aridez.

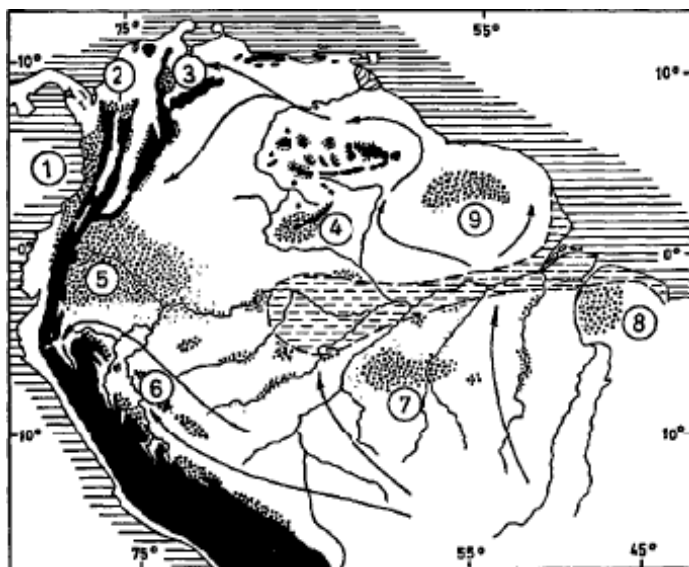


Fig. 147: Refugios Pleistocénicos

Refugios Pleistocénicos (Fig. 147) según la especulación de Haffer de 1969 que pretendía explicar la diversidad y especiación alopátrida. Los números en las zonas punteadas indican estos refugios. (1) Chocó (2) Nechi, (3) Catatumbo, (4) Imerí, (5) Napo, (6) Perú Oriental, (7) Madeira (8) Belem y (9) Guyana. El número 5 representa el refugio Napo, que se corresponde a grandes rasgos con nuestro área de estudio. Se supone que la intrusión marina (rayado en el mapa) de más de 50 metros de alto durante el Cuaternario habría llegado ampliamente al centro de la Amazonía. Este modelo se encuentra ampliamente discutido en la actualidad, aunque sigue habiendo defensores del mismo (Haffer, J. 1969)

Con la variación climática hacia unas condiciones glaciales la sabana podría mantenerse y desertificarse, como sin duda ocurrió en las regiones orientales del Amazonas. En la actualidad interglacial todavía quedan remanentes de esa aridez en el extremo oriental. Sin embargo es posible que la precipitación nunca fuera tan poca como para conseguir esa aridez o estacionalidad. En nuestro estudio de la evolución climática del Cuaternario y en el análisis de nuestras interpolaciones bioclimáticas hemos visto cómo en la Amazonía occidental las precipitaciones nunca fueron inferiores a esos 2.000mm y las temperaturas no bajaron de 20-24°C. A medida que se produce un ascenso altitudinal las precipitaciones eran mayores y las temperaturas menores (como ocurre en la actualidad). Las condiciones en el interior, más allá del Refugio Napo propuesto por Haffer, no eran muy diferentes, por lo que se puede concluir que no existió una sabanización herbácea extensa, o al menos la sabana no prevaleció hasta el punto de desplazar a la selva. Ni siquiera parecen haberse dado las condiciones para el establecimiento de bosques deciduos o semideciduos: sencillamente, la humedad estaba demasiado presente y los bosques podían variar su composición sin transformar el bioma. Los estudios de Haffer y otros parecen muy especulativos y las pruebas que presentan no son concluyentes para un período y área de tanta extensión. El proceso inverso, de sabana hacia

selva sólo puede darse si la estacionalidad se revierte y se elimina la aridez. Cualquier precipitación mayor de 2.000mm con bosques no producirá sabanización. Los suelos sabanizados pueden lateritizarse muy rápidamente y el proceso inverso de sabana a selva no se ha visto en tiempo histórico, pero está documentado en el centro de la Amazonía. La selva durante las glaciaciones se ha hecho decidua en algunas regiones, e incluso sabanizado en otras. Aunque la sabana sí aumentó, como lo hace en la actualidad en África, no prevaleció frente al bosque deciduo. El registro de polen de Colinvaux (Colinvaux, P.A. et al. 1996ab) ha indicado que la vegetación que caracterizaba estas regiones era el bosque semideciduo y estacionalmente seco, lo que ha avivado la polémica al asegurar que el contexto era seco y los procesos de enfriamiento se habrían adelantado durante el Cuaternario en Suramérica (Sylvestre, F. 2009). A este respecto se ha apuntado que las sabanas bien definidas se habrían expandido en condiciones áridas marcadas y estacionales y los bosques se redujeron en consecuencia, siendo la ubicación y composición de los refugios pleistocénicos cuestiones muy discutidas (Furley, P.A. 2007). Klaus Heine (Heine, K. 1991, 2000) también ha defendido la teoría de la aridez amazónica durante el UMG. Colinvaux (Colinvaux, P.A. et al. 1996ab) apoya sus tesis con dataciones cercanas a Mera y sus datos podrían no estar referidos a la llanura, sino a regiones con mayor influencia Andina. Las precipitaciones y su distribución habrían tenido más importancia que las temperaturas por si solas. Si el bioclima de la Amazonía en conjunto hubiera sido diferente al de hoy en día, las comunidades de bosque lluvioso deberían ser más jóvenes de lo que se ha interpretado (menos de 15.000 años), lo que no parece coherente con los datos disponibles. El estudio del Oriente Ecuatoriano indica que en Mera hubo una considerable disminución de las temperaturas en el UMG. Para Heine el Oriente Ecuatoriano habría sido bosque tropical lluvioso de tierras bajas en su límite superior, pero la vegetación entre el 33-26KaAP era muy distinta a la moderna selva amazónica del lugar. Pero en función de nuestro estudio climático y bioclimático durante un máximo glacial, podemos afirmar que las condiciones bioclimáticas en el llamado Refugio Napo durante los períodos fríos se transforman hacia un clima cálido, pero suave y una precipitación siempre suficiente para mantener el bosque tropical fresco.

Los actuales patrones biogeográficos en relación a la ictiofauna no son explicados por la teoría de los Refugios Pleistocénicos, sino a través de los estudios de incursiones marinas que

tras su retirada aíslan a las poblaciones en lagunas o regiones que se vuelven endorréicas (Meserve, P.L. 2007). Las formas de inundación en la llanura son aún poco conocidas debido a la enormidad del área que se debe visualizar y estudiar. La aridez del Holoceno parece haber sido lo suficientemente intensa como para eliminar los sistemas lacustres menos profundos que son cubiertos por vegetación herbácea, quizá subproducto del ciclo de Irion. Estos mismos procesos se pudieron dar en los sistemas fluviales menos húmedos y esto ocurrió en los límites Sureste y Suroeste de la Amazonía (Irion, G. & Kalliola, R. 2010). Los bosques frescos y secos pero aún tropicales no tienen un análogo actual y las temperaturas sugeridas de 5°C por debajo de la actual (Colinvaux, P.A. et al. 1996), aunque no pueden ser extrapoladas a toda la Amazonía, no consolidan tampoco la Teoría de los Refugios. El bosque tropical fresco y húmedo actual del Oriente Ecuatoriano es una mezcla de taxones de tierras bajas y bosques Andinos que potencialmente podrían haberse extendido sin dificultad por toda la Amazonía y se encuentra hoy en día muy extendido en la misma. Los bosques de la franja Andina pudieron bajar tanto que se mezclarían con la selva pluvial en un contexto de temperaturas frescas a los pies de los Andes, mientras que al Norte, Este y Sur de la actual Amazonía la selva pluvial era sustituida por bosques monzónicos, bosques semidecíduos, bosques deciduos, sabana abierta, sabana herbácea y en último término, desierto debido a una fuerte aridez costera. La selva pluvial con elementos Andinos puede interpretarse en los estudios como bosque semidecíduo ya que la mayoría de las familias de bosque seco son un subconjunto de familias de la selva pluvial, lo que añade dificultad a los estudios que tratan de diferenciarlos en el registro paleoecológico, que la asimilan al bosque nublado (del estilo de la laurisilva). Los bosques secos semidecíduos y las sabanas “cerrados” brasileñas crecen en climas secos y estacionales idénticos, pero su diferenciación ecológica como bosques tropicales da cuenta de las implicaciones paleoclimáticas de la Amazonía en el UMG. El clima del UMG produjo la expansión del pastizal Andino y Amazónico, lo cual comprimió el rango altitudinal de la franja boscosa Andina, compuesta por bosques secos semidecíduos. Estos son un tipo de bosque que en la actualidad se distribuye de forma dispersa, aislada y discontinua en los valles secos interandinos. Esto se encuentra desarrollado en la hipótesis del "Arco del Bosque Seco Pleistoceno" (Pennington, R.T. et al. 2000), al determinar que estos bosques secos son relictos de una distribución más extensa y continuada en época glacial. Pennington señala que en la Amazonía la cobertura de bosques secos y sabanas en el UMG

era un 67% mayor que hoy y el bosque pluvial estaba reducido un 14% y que la reducción de la humedad en el UMG expandió las sabanas como bosques deciduos adaptados a una mayor estacionalidad. En todo caso, esta teoría no apoya la hipótesis de los Refugios Pleistocénicos y sugiere la expansión del bosque seco en la Amazonía Oriental. En consonancia con lo aportado por Mayle y otros (Mayle, F.E. et al. 2009), (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011) nuestro estudio propone que una reducción del 20% en la PP es insuficiente para hacer desaparecer el bosque pluvial, e incluso una reducción mayor sería compensada con la reducción de la evapotranspiración en climas fríos. Modificar los climogramas del Oriente para forzarlos a convertirse en climas de sabana deviene en reducir las precipitaciones en más de 2/3 con respecto a la actualidad, lo cual no se ha considerado, por mucho en ninguno de los estudios relativos al clima Cuaternario.

El paradigma predominante de las tierras bajas áridas de la Amazonía durante los períodos glaciales concluía que el río Amazonas atravesaba un paisaje árido en la mayor parte de su longitud basándose únicamente en datos geomorfológicos parciales y en causalidades especulativas relativas a la aridez (Clapperton, C.M. 1993ab), (Behling, H. et al. 2010). Sin embargo como estamos viendo el bioma era boscoso y nunca árido. Se había considerado que la Amazonía era similar a África Oriental en su comportamiento frente a los períodos glaciales; sin embargo geográficamente tiene muy poco que ver y excepto que están sobre el ecuador geográfico; morfológica y orográficamente no se parecen. El comportamiento de la circulación atmosférica es parecido en tanto que se produce estacionalidad, pero en la Amazonía las precipitaciones en la temporada “seca” nunca descienden del nivel necesario para sustituir el bioclima selvático. Por ello no se debe esperar un reemplazo de biomas en respuesta al cambio climático en la Amazonía. Las diferentes formas del dosel selvático son las campiñas, campinaranas, campos rupestres, campos de *várzea*, y las *várzeas* e *igapós* deben sus formas a las características edáficas y la inundabilidad del terreno derivadas del ciclo de Irion, y no a caracterizaciones climáticas. Incluso el descenso de temperaturas de hasta 6°C (el máximo para el UMG) no genera en la Amazonía una agrupación fitosociológica propia: el bosque tropical fresco sigue siendo un bosque tropical pluvial muy similar al actual. Los taxones Andinos que aumentan su distribución en la llanura como consecuencia de las variaciones climáticas no son completamente extraños para los bosques pluviales. Ya que los períodos glaciales duran más que los interglaciales, se puede considerar que los bosques

tropicales pluviales son la adaptación a estos períodos de los bosques frescos. Después de realizar esta investigación, se puede decir que los bosques Amazónicos ecuatoriales se mantuvieron intactos y sin fragmentar a lo largo del Cuaternario, lo que muestra su flexibilidad y fortaleza. Sí hubo movimiento local de los ecotonos en las llanuras Suroccidentales de la Amazonía, con expansiones y contracciones de las partes más exteriores. El bioma del bosque tropical estacional es una categoría subjetiva que difícilmente puede separar el bosque lluvioso del bosque "seco", ya que sus especies se superponen, aumentan, disminuyen y se relacionan con los biomas fronterizos, prevaleciendo la forma del bosque. Las causas de la biodiversidad y el endemismo en grandes espacios de la Amazonía son la larga duración y persistencia de este bioma desde el Mioceno y no en los ciclos climáticos Cuaternarios (Colinvaux, P.A. 1979, 1985, 1996ab), (Colinvaux, P.A. & Oliveira, P.E. 2000).

La especulación ha sido un mal endémico en la investigación del desarrollo biológico Amazónico y un ejemplo puede ser la relativa a los refugios del Pleistoceno. Es muy posible que el clima relacionado con la cobertura vegetal constante haya estado presente en las tierras bajas de la Amazonía durante la mayor parte del Terciario y todo el Cuaternario, sin necesidad de que esto contradiga los períodos secos/húmedos del Cuaternario. A nivel paisajístico no ha habido transformaciones naturales sustanciales en el bioma selva durante el Holoceno. Aunque la vegetación de sabana ocupó algunas partes de las tierras bajas durante el Cuaternario en las cuencas intracratónicas existía un bosque tropical húmedo muy bien establecido en un clima húmedo, con temperatura altas y lluvias estacionales (Irion, G. & Kalliola, R. 2010), (Vimeux, F. et al. 2009). Los límites y márgenes temporales son muy variables y un clima puede ser discordante con la vegetación durante larguísimos y cortísimos períodos, en los que una parte de la vegetación puede adaptarse o desaparecer y otra moverse muy rápidamente dando lugar a bosques muy disímiles entre sí y con respecto a los actuales. Ningún estudio parece sustentar una Amazonía dominada por completo por la sabana en ningún otro momento del Cuaternario. El entendimiento de la vegetación durante los períodos glaciales, su distribución, estructura y composición de especies en Suramérica Tropical no es completo, en especial el caso de la Amazonía. Los registros Amazónico Andinos del UMG y la incertidumbre sobre los que hay ha resultado en que el conocimiento de estos biomas siga

siendo muy impreciso y tema de discusión y especulación (Mayle, F.E. et al. 2009).

V-3-2-2- El bosque nublado Amazónico

Existe cierta controversia con la cuestión de si las selvas tropicales son centros de especiación reciente o son museos de un clima relictos en el que se ha ido acumulando la especiación. Las selvas Suramericanas ya eran ricas en especies al inicio del Cenozoico y algunas familias vegetales tienen gran antigüedad (Jaramillo, C. et al. 2010). Se ha demostrado especiación durante el Cuaternario y adaptaciones a muchos niveles. La biogeografía de las angiospermas se relaciona con el movimiento de las placas tectónicas (Raven, P.H. & Axelrod, D.I. 1974). Se pensaba que las comunidades forestales de la selva tropical africana y Suramericana no habrían cambiado sustancialmente desde el Cretácico pero esto ha sido revisado al entender las migraciones de plantas boreotropicales a través del puente terrestre del Atlántico Norte durante el Eoceno. De Norteamérica algunos linajes vegetales y animales pudieron llegar al Amazonas a través del Istmo de Panamá durante el Gran Intercambio Americano. Los cambios bioclimáticos producidos en el Pleistoceno han sido muy estudiados en Europa, pero mucho menos en Suramérica; en todo caso se ha interpretado que los bosques se han extendido a expensas de la sabana durante el actual interglacial (Pennington, R.T. & Dick, C.W. 2010). La mayor parte de la Amazonía tiene un difícil acceso y su conocimiento actual y pasado es limitado. La Cuenca Amazónica incluye las laderas orientales ecuatoriales de los Andes, siendo esta una región conocida y destacada por su grandísima heterogeneidad y biodiversidad cuyas estimaciones en cuanto al número de especies siguen aumentando. La juventud de los Andes y el río Amazonas a escala geológica es importante para la evolución, la especiación y la distribución de los puntos calientes de biodiversidad. Los elementos que caracterizan la diversidad biológica del Amazonas son la antigüedad de las selvas, la heterogeneidad y distribución de las arcillas y terrazas en relación con la biodiversidad vegetal, la dinámica bioclimática y el establecimiento del actual drenaje Amazónico. La megadiversidad Amazónica está muy ligada a la evolución paisajística. Los ecosistemas Amazónicos actuales han sido formados fundamentalmente durante el Cenozoico. Los sistemas de drenaje fluvial han dominado la Amazonía desde siempre. Desde el final del Paleógeno los sistemas deposicionales han controlado la zona Periandina y la alta Amazonía

extendiéndose en 1,5 millones de Km². Durante el Mioceno la cuenca está ocupada por el megahumedal de la fase Pebas. En el Mioceno Tardío el Río Amazonas se crea como tal e introduce el exorreísmo oriental en el drenaje. El drenaje Andino y el depocentro de la Cuenca de Antepaís son cruciales para la edafogénesis y la distribución de la vegetación, ya que estos son más ricos en nutrientes (ríos de aguas blancas). Sin embargo el suelo que se deriva de los cratones desarrolla una vegetación menos diversa (ríos de aguas negras). Como hemos visto la influencia de las transgresiones marinas y los humedales está demostrada y es muy profunda. Sólo en el Mioceno se conocen 30 episodios de transgresión marina en la Amazonía. El sistema denudacional cenozoico dio lugar a una dinámica fluvial activa y a los megacanos aluviales, cuya extensión está subestimada y cuya formación da pistas sobre el desarrollo y la distribución de los ecosistemas acuáticos que prevalecieron por más de 12Ma. Los sistemas fluviales plio-cuaternarios establecieron la forma definitiva de las tierras bajas Amazónicas. La paleoclimatología Amazónica es complicada pero ha demostrado un ciclo hidrológico del Cuaternario que a través de unas condiciones húmedas muy sostenidas han mantenido los biomas forestales provenientes del Mioceno. La biodiversidad, la especiación y el endemismo producen la suficiente resistencia y adaptabilidad como para ese mantenimiento forestal, asociado a las características orográficas y atmosféricas regionales (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. 2010).

VI- El Paisaje y las modificaciones antrópicas

VI-1- Introducción

La Amazonía y los Andes incluyen la selva tropical y la cuenca fluvial más grande del mundo. La diversidad vegetal en las franjas selváticas del área de estudio llega a 500 especies de árboles por hectárea. El origen de la moderna Amazonía y su diversidad no se conoció hasta los años 90. Hasta entonces la especulación sobre su paisaje basada en pruebas vagas había sido muy habitual. El fortalecimiento de los conocimientos y la capacidad para estudiar distintas fuentes desde los 90 han abierto la puerta al conocimiento de la evolución de esta región (Irion, G. & Kalliola, R. 2010), (Wesselingh, F.P. et al. 2010). El desarrollo paisajístico del binomio Amazonía-Andes y sus relaciones ecotonaes hunden sus raíces en el Cretácico y son marca inconfundible del Cenozoico. La configuración orogénica del Mesozoico, el establecimiento de las redes fluviales Paleógenas, el megahumedal Mioceno, la gran transformación Pliocena, las oscilaciones glaciales del Pleistoceno y la actividad antrópica del Holoceno son algunos de los principales factores que han determinado el actual paisaje. Los Andes y la Amazonía han sufrido oscilaciones climáticas y modificaciones morfoestructurales que han regido la dinámica del paisaje, con especial incidencia desde el Mioceno Tardío (Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995), (Uriarte Cantolla, A. 2003).

El paisaje Amazónico-Andino es una vasta cuenca de drenaje compuesta por una cadena montañosa al Oeste y tierras bajas en el Este, caracterizada por una cubierta de bosque pluvial y una tupida y diversa red fluvial. Con la excepción de las poderosas pendientes Andinas y periandinas, en el paisaje de colinas de las tierras bajas las diferencias de elevación son sólo de unas pocas decenas de metros, conformándose una llanura de inundación sin solución de continuidad. El río Amazonas entra en el Océano Atlántico transportando unos 6.000Km³ de agua y mil millones de toneladas de sedimentos continentales al año, en su mayoría provenientes del orógeno Andino. Esto supone uno de los traslados de energía más fabulosos del planeta. Una buena cantidad del material transportado proviene de los volcanes Andino ecuatoriales, que han sido tradicionalmente subestimados.

El paisaje Suramericano es generado por el tectonismo y el clima. El tectonismo ha producido el contexto, ubicación y arquitectura general. El clima ha generado los procesos de modelado

en escalas de tiempo y con tasas asimétricas de cambio con respecto al tectonismo. Por ello los ciclos paisajísticos pueden imaginarse como un oleaje marino; cuando dos o más ciclos coinciden, la retroalimentación dentro del sistema océano -atmósfera -dinámica geomorfológica -orogénesis se amplía y suceden modificaciones paisajísticas muy profundas en cortos períodos. Los cambios climáticos pueden ocurrir en escalas de tiempo mucho más rápidas que la orogenia, escalas que en algunos casos se acercan a una generación humana. Los cambios se expresan en la modificación de los patrones espaciales y temporales de precipitación y temperatura así como de eventos meteorológicos y climáticos. Estos modifican los dominios morfoclimáticos y bioclimáticos y transforman las dinámicas de modelado dando lugar al Paisaje Natural. Los impactos producidos por el ser humano han sido hasta hace pocos siglos sutiles y reversibles, incluso en las áreas de mayor ocupación. Durante los últimos 500 años la bioclimatología de los bosques, sabanas y pastizales ha sido trastocada por el fuego, las infraestructuras, las especies alóctonas y la conversión en cultivos. A pesar de la consideración de los bosques pluviales como impenetrables o resistentes, su paisaje tiende a ser modificado extensamente, como ya lo fueron una vez los paisajes Andinos (Orme, A.R. 2007b), (Erickson, C.L. 2008).

Los climas del pasado proporcionan información para entender el cambio climático actual y sus potenciales impactos en los paisajes y ecosistemas. La extensión de los glaciares y los lagos periglaciales asociados de los Andes se ha ido modificando como resultado de cambios en la precipitación más que de la temperatura. La mayoría de las morrenas del UMG se han datado en 33-43KaAP, pero algunas tienen menos de 15.000 años. Este período parece ser más temprano de lo que debería, en asincronía con el Hemisferio Norte. En el último período dominaron las condiciones húmedas y relativamente frescas en los Andes Ecuatoriales y la Amazonía. El origen de la lluvia y la nieve en los Andes Ecuatoriales son la Cuenca Amazónica y el Atlántico (Tiessen, H. et al. 2011)

Los paisajes andinos por encima de los 3.000msnm se han visto afectados de forma directa por los glaciares en algún momento del Cuaternario o por la fusión de los glaciares y los procesos geomorfológicos periglaciares de forma indirecta (Clapperton, C.M. 1993ab). Los paisajes Andinos son complejos y están formados por relieves derivados de dominios morfoclimáticos que no corresponden con los actuales (Martínez, R. et al. 2011). Los paisajes

ecuatoriano Andinos están dominados por las formas estructurales y de deposición volcánicas y la morfología glacial que acaba de retirarse. La alternancia de estas dos formas de modelado es característica del Cuaternario.

Los bosques de galería y sabanas del Sureste de la Amazonía están sufriendo un cambio ecológico acelerado en los últimos 4.000 años. El Holoceno Tropical Suramericano ha tenido una tasa de cambio mayor de lo esperable, en relación con cambios más abruptos e intensos en la precipitación y la intensificación del poblamiento humano. Las tasas de deglaciación Holocena no están bien definidas, son complejas y dispares y dificultan la interpretación del calentamiento y las fluctuaciones en la precipitación y las relaciones morfosedimentarias. La razón fundamental es el efecto de los eventos ENOS y sus anomalías en el margen oriental Andino (Urrego, D.H. et al. 2009).

El Noroeste de la Amazonía ecuatorial y los Andes es una región tropical con una diversidad vegetal muy destacada, en forma de parches boscosos locales y diferenciados del resto. El uso agrícola se encuentra limitado al alcance de la Formación Chambira, con mayor explotación ganadera al Sur y agricultura de subsistencia en las comunidades más al Este. Cuanto más al Oriente nos internamos hasta la región de Iquitos, menos actividad antrópica se encuentra. Al Norte los Llanos Orientales Colombianos definen un límite para la actividad agroforestal. En esta demarcación, el aumento de la deforestación es inminente, encontrándose algunos de los bosques primarios más exuberantes de la Tierra (como el Yasuní o el Cuyabeno). En las áreas aledañas de bosques la biodiversidad ya está muy afectada por la sobreexplotación, la caza, la fragmentación de hábitats y la actividad petrolera (Duivenvoorden, J.F. & Duque, A.J. 2010), (Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. 2010), (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Los sedimentos fluviales y volcánicos son el común denominador en las formaciones de las cuencas subandinas ecuatoriales del Pastaza o el Napo. Estos ríos originados en los Andes, así como otros cauces que drenan la región Periandina llevan grandes cantidades de sedimento en suspensión. Cuanto más nos alejamos de las áreas fuente estos sedimentos van variando: de cantos rodados y gravas a gravas muy finas, arenas y arcillas, como corresponde a un sistema que va perdiendo potencial gravitatorio en reducción de pendiente. Los ríos son salvajes y violentos en cabecera, dinámicos y competentes en la zona Periandina y mansos en las inmediaciones de la sección basal del arco del Megacono del Pastaza. Los suelos están desarrollados con sedimentos de fuente Andina o de la Formación Curaray en los cuales se

pueden encontrar terrazas PlioPleistocenas como áreas de antiguos cauces hoy por encima del nivel fluvial y que conforman un relieve de lomas y vaguadas relativamente abrupto. La alta densidad de cauces que drenan el área en patrones dendríticos son responsables de la presencia ubicua de pequeñas colinas y laderas. El interior de la cuenca está relleno con sedimentos del Neógeno densamente disectados por ríos que dividen las tierras altas de las llanuras. Mientras que en las zonas altas Andinas los suelos húmicos orgánicos como los histosoles e inceptisoles reinan proporcionando abundante y rica edafización, unas altas temperaturas continuas y precipitaciones omnipresentes producen lixiviación y laterización férrica y aluminica en los estratos que quedan al descubierto en los interfluvios Amazónicos. Las zonas más bajas de las llanuras aluviales acumulan materia orgánica en lenta escorrentía y anoxia, produciendo turbas casi tóxicas. La diversidad alfa vegetal en la región más oriental de Ecuador es de las más altas del mundo, y declina rápidamente hacia el Norte. Los suelos de la Amazonía ecuatoriana son relativamente jóvenes y fértiles en comparación con las zonas más al interior, aunque existen franjas de suelos muy pobres. Estos suelos jóvenes y regados por ríos de aguas blancas son más dinámicos y aptos para el cultivo. Los patrones de composición florística Este-Oeste coinciden a este respecto y para la Cuenca Amazónica en su conjunto, siendo más fértil y diversa cuanto más cercana a la fuente de los sedimentos rocosos. La geomorfología fluvial Ecuatoriana no ha sido muy estudiada, y el Noroeste del Amazonas es de la más descuidada, en buena parte por su inaccesibilidad, siendo el megacono del Pastaza el receptor de la mayor parte de la atención, como elemento dominante de la morfología regional. La alta precipitación produce drenaje abundante, escorrentía continua, lixiviación y lavados sobre los aterrazamientos pliopleistocenos. La dinámica fluvial es intensa, con erosión de las riberas en desplazamientos laterales de los cauces y una sedimentación fluvial que modifica las barras de arena, crea diques y pantanos naturales y aísla meandros que se transforman en lagos. Las llanuras de inundación cambian continuamente su morfología y disposición de las aguas durante los desbordamientos. A pesar de la aparente homogeneidad de los bosques pluviales, se produce un tapiz de zonas bióticas heterogéneas (tipos de bosque) que refleja a mesoescala las configuraciones espaciales de las unidades del relieve: llanuras de inundación, riberas, interfluvios, colinas, claros, etc. La diversidad de hábitats contribuye al origen y mantenimiento de la inmensa biodiversidad en los bosques del Noroeste Amazónico. La mayoría de las unidades geológicas y del relieve del

conjunto Amazónico y la zona Subandina se funden en las tierras bajas amazónicas a lo largo de su margen Noroccidental, por lo que este área es un buen representante paisajístico de toda la cuenca en su conjunto (Duivenvoorden, J.F. & Duque, A.J. 2010).

A la hora de estimar las modificaciones antrópicas sobre este conjunto paisajístico tan heterogéneo se pueden establecer categorías que nos ayuden a analizarlo, siguiendo además las probadas metodologías utilizadas por la Geografía (Martínez de Pisón et al. 2002, 2008), Martínez de Pisón, 2014, 2016). El paisaje desde las cumbres volcánicas hasta las llanuras Amazónicas recorre una multiplicidad de tipos, los cuales pueden agruparse en Andinos, Periandinos o de ladera y Amazónicos (Irion, G. & Kalliola, R. 2010). La única característica común de estos paisajes es la ausencia o imperceptibilidad de la oscilación térmica anual. Las modificaciones antrópicas mundiales, continentales, regionales y locales tienen efectos en el clima, las potencialidades bioclimáticas y el aspecto de las formas del relieve, lo que supone muchos aspectos añadidos a la heterogeneidad del Paisaje Natural. La evolución de la actividad antrópica en los últimos siglos ha generado una dinámica acelerada de cambio en los sistemas naturales cuya impronta es de la máxima importancia para entender su evolución y permitiría proponer soluciones a los problemas a los que se enfrentan las personas en el territorio.

La heterogeneidad paisajística y la acción humana sobre este paisaje supone un reto analítico y escalar que nos disponemos a abordar mediante las técnicas y métodos utilizados hasta ahora.

VI-2-La Actividad Humana y el Paisaje

Los cambios ecológicos a escala milenaria en la región tropical de Suramérica desde el UMG incluyen las modificaciones antrópicas del paisaje que están planteando amenazas en sinergia con las naturales. Las tasas modernas de transformación del paisaje son tan rápidas que existe la posibilidad de que se esté produciendo un gran evento de extinción. En los bioclimas templados las tasas de cambio ecológico son más lentas que en las regiones tropicales, donde se ha supuesto siempre que los cambios eran rápidos. Desde el Dryas Reciente (12,5-11KaAP) los bosques y sabanas del Sureste de la Amazonía han sufrido un cambio ecológico, intensificado en los últimos 4.000 años por la actividad antrópica dedicada a la agricultura, la ganadería y la actividad forestal (Urrego, D.H. et al. 2009). Los ecosistemas se adaptan o movilizan respondiendo a las modificaciones que se producen en el clima y el ambiente (Anderson, E.P. et al. 2011). La biota se genera en función de eventos geológicos y geomorfológicos locales y regionales y eventos y procesos meteorológicos y climáticos que conllevan modificaciones ecológicas a nivel continental y global. El endemismo, la biodiversidad y la extensión de las comunidades vegetales están amenazados por la actividad humana, en especial los procesos de destrucción de hábitat (Josse, C. et al. 2011). Las regiones Andino Amazónicas del Ecuador no son ajenas a esta amenaza y representan un ejemplo para todo el Continente.

Desde el UMG ha habido cambios en los regímenes espaciales de la precipitación asociados con la migración latitudinal de la ZCIT en función del progresivo calentamiento del Holoceno. Esto ha afectado a la cubierta vegetal que se intenta adaptar a estos fenómenos. El calentamiento progresivo empuja los ecosistemas hacia arriba, generando nuevas tierras aptas para el cultivo y hace avanzar el bosque hacia la sabana debido al lento cambio climático. Los forzamientos humanos sin embargo empujan a la deforestación y la sabanización. Mientras que la dinámica climática avisa a las plantas para que se preparen a unas condiciones (humedad, calor), la antropización genera condiciones en sentido contrario (estacionalidad, sabanización por deforestación) (Furley, P.A. 2007).

Los eventos climáticos extremos tienden a producirse con mayor frecuencia cuando el clima se calienta. Desde 1970 se han observado cambios generalizados en las temperaturas

extremas: las temperaturas máximas aumentan su ocurrencia mientras que las mínimas reducen la frecuencia, así como sucede con las olas de frío y de calor. El calentamiento global tiende a generar más frecuencia en las lluvias intensas, inundaciones y períodos de sequía en Suramérica, lo que tiene importantes efectos en la bioclimatología y la geomorfología, y como consecuencia en la sociedad. Se ha proyectado un aumento de las precipitaciones de verano sobre La Pampa y las costas Argentinas, la reducción general de las invernales y una reducción regional de la precipitación en los Andes del Sur. Para el Amazonas la mayor parte de las proyecciones pronostican el aumento de la humedad, pero aún se tienen que realizar más estudios sobre el tema. Lo que sí está demostrado es que se espera un futuro en el que las temperaturas aumentarán. Es lógico pensar que el ciclo hidrológico se intensifique debido a este calentamiento. Un calentamiento global genera la intensificación de los eventos meteorológicos y procesos climáticos, así como su frecuencia, la estacionalidad y torrencialidad de las precipitaciones y las sequías en la Amazonía occidental. La intensificación del ciclo hidrológico tiene importantes consecuencias en la dinámica geomorfológica, en especial la dinámica fluvial y de laderas y en las dinámicas bioclimáticas, con un mayor impacto en las laderas Orientales de los Andes ecuatoriales y la Amazonía occidental. El cambio climático transformará los fenómenos extremos por toda la Tierra. Las dinámicas bioclimáticas modificadas por el ser humano transforman los hábitats y las comunidades vegetales, así como las dinámicas geomorfológicas locales y las modificaciones climáticas asociadas con el aumento de las temperaturas generan tendencias complejas con evidentes implicaciones en el paisaje y la sociedad (Marengo, J.A. et al. 2009b).

Las modificaciones humanas sobre los bioclimas han generado la degradación de los ecosistemas a todos los niveles. Las altas tasas de deforestación, de fragmentación y aislamiento han provocado la pérdida de conexión entre los ecosistemas de los Altos Andes y la llanura, lo que amenaza gravemente la biodiversidad, los servicios ecosistémicos y el control sobre los fenómenos geomorfológicos. Las adaptaciones de las especies en respuesta al cambio climático, por duro y rápido que este haya sido se han producido con mayor o menor dificultad a lo largo del Cuaternario. Sin embargo, los ecosistemas regionales podrían estar sufriendo daños que impidieran una respuesta natural a las modificaciones bioclimáticas antropogénicas actuales y futuras (Suárez, C.F. et al. 2011).

El ser humano puede modificar algunos de los factores bioclimáticos y geomorfológicos que influyen en la conformación del paisaje. Por regla general el impacto humano es mayor cuanto más rápidos son los ciclos que afectan a los factores y más vulnerables resultan a los cambios (como las cadenas tróficas/relacionales/reproductivas de la vida), y menor o nula su influencia frente a factores lentos o inmunes a la actividad exógena (como el tectonismo).

La historia y las causas de la extrema diversidad de nuestra región son más objeto de especulación que de certeza. La ausencia de registros históricos anteriores a la colonización obliga a buscar respuestas por medios paleoecológicos o arqueológicos. Además la dinámica geomorfológica, en la forma de vulcanismo y dinámica fluvial, ha destruido con frecuencia las huellas de la actividad humana. La paleoecología de la cuenca Amazónica desde 26.000aAP ha sido estudiada por Colinvaux y otros autores, pero es objeto de críticas y especulaciones por gran parte de la comunidad científica (Colinvaux, conjunto de su obra).

VI-2-1- La Tendencia Natural del Paisaje

Los paisajes se forman mediante procesos originados en contextos globales, regionales y locales tales como los movimientos tectónicos, las orogenias, el vulcanismo y la erosión, a lo largo de grandes períodos de tiempo. Los Andes han sufrido este proceso durante todo el Cenozoico, pero ha sido en los últimos 7-9Ma cuando el levantamiento Andino ha tenido la mayor aceleración y tasa de levantamiento. Las cumbres Andinas son relativamente recientes y la biota que ocupa estas regiones es mucho más reciente que las regiones llanas, las cuales han prevalecido como bosques tropicales durante al menos 50Ma. Las especies Andinas son producto de una superespecialización a las condiciones allí reinantes, así como aquellas que han podido superar la dispersión y el aislamiento a través de los valles intermontanos (Young, K.R. et al. 2007b).

La Orogenia Andina y la tectónica que desplazó el continente a su posición actual son los factores más importantes en la evolución del paisaje Amazónico, que le han dado su carácter climático y sus formas del relieve. Estas cuestiones han generado la morfología bioclimática durante todo el Cenozoico y en su conjunto el paisaje con el cual se ha encontrado el ser humano. El desplazamiento a lo largo del ecuador geográfico del continente casi 5° desplazó

las lluvias convectivas reconfigurando la precipitación estacional. La orogenia del margen continental reconfiguró la conexión entre la Amazonía y el Caribe y los sistemas de drenaje Andino (Hoorn, C. et al. 1995). El desarrollo del drenaje Amazónico ha variado en función no sólo de la elevación, sino de la situación de los depocentros Andinos. La caracterización pulsátil del clima Cuaternario ha producido el tipo de relieve y la morfología sedimentario-denudativa actual. Los sistemas de “lomas y vaguadas” de la llanura Amazónica han tenido papeles muy diferentes en el desarrollo del paisaje por ser causa y consecuencia de la formación de la red de drenaje. Tanto esta morfología como los megarreos aluviales han sido influidos por la tendencia a la aridez del Plioceno, el establecimiento del fenómeno ENOS y las pulsaciones climáticas durante el Cuaternario cuestiones todas producidas por la morfología continental. Las pulsaciones del Cuaternario reavivaron la erosión y el transporte de los Andes a la Amazonía (Mora, A. et al. 2010), (Figueiredo, J. et al. 2009) como un efecto de los períodos glaciales-interglaciales y las nuevas condiciones estacionales y climáticas en general (Wesselingh, F.P. et al. 2010).

Estas tendencias naturales del paisaje están vinculadas a la evolución de la Naturaleza y la biota y los vínculos de la biosfera. La foto fija del paisaje es una idea anticuada de una naturaleza idealizada, lo cual queda demostrado al evaluar la bioclimatología a lo largo del Cuaternario. Las especies que conforman la biota Andino-Amazónica están provistas de mecanismos biológicos que las relacionan entre ellas y con el resto de la biocenosis. Estos mecanismos son la divergencia, la sucesión, la vicarianza, la migración, el movimiento, la especiación, el endemismo, la epigénesis, la asociación, el comensalismo, la hibridación y la evolución epigenética. Además existen mecanismos de relación poco conocidos de comunicación interespecífica para la adaptación si el clima cambia a largas distancias o en períodos muy reducidos de tiempo. Los bosques tienen la capacidad de conocer la ciclicidad sistémica del clima y están adaptados a ella mediante “sistemas de alerta temprana” cuyo mecanismo de actuación es poco conocido. Se considera que existen especies comensales que son capaces de adaptarse a fenómenos secundarios, como el aumento de ciertos gases (CO₂) o la insolación relativa y ofrecer esta información a los bosques, que se comunican con rapidez entre ellos. Estas asociaciones “sintientes” producen bosques que se mueven en función del clima aparentemente al mismo tiempo que sus variaciones. La comprensión de estos mecanismos de adaptación ha llevado a la conclusión de que las relaciones interespecíficas

pueden ser mucho más importantes de lo que se pensaba. La desaparición de alguna especie concreta no sólo puede desequilibrar o romper las cadenas alimentarias, sino las relaciones adaptativas que hacen de un ecosistema resistente. La destrucción de la capacidad de adaptación de muchas comunidades puede haber sido dañada ya, dejando vulnerables a muchas especies (Beiler, K.J. et al. 2009), (Song, Y.Y. et al. 2010), (Gorzalak, M.A. et al. 2015). En cierto sentido, la desaparición de los rizomas que se han demostrado vitales para la comunicación interespecífica podría ser igual de gravosa para la relación como la desaparición de los insectos polinizadores lo sería para la reproducción o la contaminación de las fuentes de agua para la nutrición (Wohlleben, P. 2016), (Fei, S. 2017). El estudio de las relaciones interespecíficas en el área de estudio está poco documentada, pero se suponen abundantes y poderosas en función de la enorme biodiversidad, lo que da lugar a mayores posibilidades de relación y comunicación, incluso entre distintos ecosistemas.

La evidencia muestra que el cambio ambiental ha sido la norma y en la historia de este dinamismo, la sincronización y los ciclos son los elementos fundamentales de los estudios del paisaje. Hasta las zonas que se habían supuesto extremadamente estables y sin impacto humano se pueden encontrar en la actualidad las señales y efectos, a veces muy profundos, de la actividad humana en los suelos y la vegetación. La colonización desde el SXVI modificó y reemplazó la actividad local sobre los usos de suelo, siendo los principales motores de cambios en el paisaje desde entonces. Sin embargo, sí existieron una multiplicidad de actividades antrópicas que desde la llegada del ser humano a América habían ido modificando todos los aspectos del paisaje, cada vez con mayor intensidad (Veblen, T.T. et al. 2007). La globalización y el cambio climático son formuladores subyacentes del paisaje a nivel global, pero son las modificaciones bioclimáticas antropogénicas los principales impulsores en la transformación de la biota del paisaje (Erickson, C.L. 2008).

La dinámica geomorfológica natural también se modifica con la actividad antrópica y cambia el devenir del paisaje. Una distribución torrencial y estacional de las precipitaciones producto de variabilidades climáticas tipo ENOS produce una mayor erosión y sedimentación, en especial en áreas como los Andes Ecuatoriales, con grandes cantidades de material deleznable y fácilmente erosionable. La morfología fluvial y de laderas será más dinámica en este contexto y el paisaje variará de acuerdo a estas morfologías cambiantes. Los depósitos

fluviales del Napo y Pastaza señalan repuntes de estacionalidad en ciclos correspondientes a las glaciaciones y agrupaciones de eventos ENOS en asociación con activaciones más o menos potentes del SMAS. El vulcanismo activo de la región no sólo ha generado material para ello, sino que por si mismo, en la forma de eventos volcánicos (derrumbes de edificios, erupciones, lahares masivos) ha sido capaces de modificar el paisaje. En todo caso es evidente que la evolución del paisaje se relaciona fuertemente con las áreas con altas tasas de erosión en los Andes orientales y coincide con regiones de alto relieve y fuerte incisión de los cauces. Tanto la erosión en los Andes como la deposición sedimentaria en la cuenca del Amazonas son procesos muy dependientes de la variabilidad y los ciclos climáticos (Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010).

Nos encontramos en un contexto en el que la evolución natural del paisaje está siendo modificada por la acción antrópica. Es por ello que no resulta adecuado realizar un estudio estático del paisaje, sino establecer cuáles pudieron ser los paisajes pasados para comprender cómo sucederían los cambio futuros.

VI-2-2- Cronología de la actividad humana

Definir una serie de unidades naturales de un territorio concreto durante las variaciones climáticas cuaternarias y como están siendo transformadas por la ocupación histórica y sus actividades para discutir las con la ocupación a nivel global puede ser un objetivo de este capítulo. Para ello es necesario conocer y analizar brevemente la presencia del ser humano en Suramérica y los impactos de sus actividades en el territorio desde que llegó.

VI-2-2-1- Actividad Antrópica precolonial

El paisaje domesticado ha sido la norma desde la llegada del ser humano a Suramérica (Erickson, C.L. 2008). El establecimiento del ser humano en América del Sur se fecha en algún momento al inicio del Holoceno, aproximadamente hace 14-12.000 años. Su entrada por el estrecho de Bering se dio como resultado de los cambios en el nivel del mar y el

retroceso del hielo durante este período. Aún no está claro si la migración se produjo por tierra, a través del puente de Beringia, atravesando el hielo y un corredor intracontinental o bordeando la costa en pequeñas embarcaciones. Como este es un proceso que duró varios miles de años, a escala humana es totalmente posible que las tres opciones sean verdaderas. Quedarían por dilucidar las fechas concretas para tratar de establecer el ingreso del ser humano y diferenciar entre presencia -que puede formar parte de una migración o estadia temporal- y establecimiento – que implica el asentamiento y transformación de la Naturaleza. Las pulsaciones climáticas Cuaternarias han resultado en la entrada periódica y aislamiento de especies boreales en América que evolucionan por su cuenta en el continente mientras se dirigen al Sur o se establecen en nuevos nichos. En el caso de *Homo sapiens* este avance parece relacionado con la rápida desaparición de casi toda la megafauna que quedaba en el continente. Estas desapariciones pueden ser un indicador del avance humano al Sur. Desde el UMG han desaparecido en América todos los caballos, camellos y llamas Norteamericanas, lobos, mamuts, la mayoría de los berrendos, búfalos y bueyes almizcleros (sólo quedó un representante de cada familia), los castores, glyptodontes y perezosos gigantes, el oso de hocico corto, todos los esmilodones, liptoternas y la mayoría de las panteras, pecaríes y armadillos. La práctica totalidad de las especies estaba en franco declive desde la UMG (Cione, A.L. et al. 2003). El establecimiento humano y el cambio ambiental Holoceno acabaron con casi todas las especies de grandes mamíferos y aves, pero ha sido complicado establecer el papel de *Homo sapiens* en este proceso (Martin, P. S. 1973), (Barnosky, A et al. 2004), (Orme, A.R. 2007b). La actividad humana desde su establecimiento Holoceno y la generación de un control sobre el paisaje ha producido como hecho fundamental altas tasas de deforestación que han dejado alterados $\frac{1}{4}$ parte de los suelos Suramericanos. Es destacable que este cambio en los usos de suelo produce tres veces más CO₂ que la quema de combustibles fósiles (Suárez, C.F. et al. 2011) y produce modificaciones geomorfológicas de primer nivel al alterar la capacidad morfogenética de los agentes sobre el terreno en reexistencia. Estos aspectos son claves para entender la evolución del paisaje y el impacto humano en el mismo, pero excepto los últimos 20 años apenas existen trabajos al respecto (Erickson, C.L. 2008). Los incendios naturales y antrópicos en los Andes Ecuatoriales y la Amazonía occidental son registros de ocupación humana en la Amazonía occidental (Piperno, D. R. et al. 2015) y no se alejan mucho más que 12.000aAP. Los registros de actividad se han

intensificado desde hace 3.000 años, siendo este último período en el que pueden establecerse los principales procesos antrópicos sobre el territorio. Este período Holoceno Tardío se ha caracterizado en la Suramérica ecuatorial de forma generalizada por la intervención humana relativa a la deforestación, la introducción de herbazales y malezas, la tala y quema y las prácticas agroforestales cada vez más intensivas, eliminando la cubierta original del los Andes entre los 2900 y los 3500msnm. Tanto en los Andes como en la Amazonía el fuego ha sido un agente fundamental de los cambios ambientales y paisajísticos. Se conocen casos de importantes actividades agroforestales de las culturas preincaicas y la actual deforestación ha dejado al descubierto regiones que durante el inicio del Holoceno Tardío explotaron la agroforestería de forma mucho más intensiva de lo que se creía recientemente, al menos en algunas regiones del margen orogénico Andino y la Amazonía. Los sistemas montanos son más sensibles a las modificaciones bioclimáticas que la llanura del Amazonas y los paisajes más ocupados en esas regiones no han tenido la oportunidad de recuperarse como sí la han tenido las tierras bajas; en todo caso los cambios Cuaternarios son también mucho más intensos en altura. Los ecosistemas Andino ecuatoriales y Amazónicos occidentales han seguido el ritmo de los cambios climáticos desde el UMG, lo cual ha sido posible porque este cambio no excedía la capacidad de respuesta de la biota. Sin embargo, la modificación bioclimática antropogénica acelera el cambio, supera a la capacidad de las comunidades para adaptarse, destruye algunos de los factores fundamentales y ha podido desencadenar el actual evento de extinción (Urrego, D.H. et al. 2009), (Coltrinari, L. 1992). Las evidencias arqueológicas y de análisis del paisaje pueden informar con limitaciones espaciales. La reconstrucción de los impactos humanos del pasado es complicada por el hecho de que los cambios climáticos naturales han sucedido al mismo tiempo que las modificaciones bioclimáticas y paisajísticas humanas.

Los primeros impactos humanos en la Amazonía son objeto de debate más que en los Andes, donde resultan muy evidentes. Estos primeros impactos fueron el asentamiento, el cultivo, el pastoreo, la caza y la recolección, los movimientos de tierra y obras fluviales y sobre todos los demás, la quema y el incendio provocado, que despejaba de vegetación el paisaje para otros usos.

En el imaginario popular la Amazonía ha sido vista tradicionalmente como una región de

escasa población preeuropea, con diminutos pueblos dispersos y temporales, economías de subsistencia y una tecnología simple. La presencia humana Amazónica más antigua se sitúa hace 12.000aAP en las tierras altas cerca de Monte Alegre, al Nororiente y cercanos a la costa del Atlántico (Oliver, J.R. 2008). Para 8.000aAP las poblaciones Amazónicas costeras se habían convertido en pescadoras y marisqueras. En el interior el forrajeo de plantas silvestres, peces, aves y pequeños animales era la norma y no hay indicios de caza o pesca excesivos. Los cazadores recolectores influían en la distribución de plantas y animales útiles y fueron creando un jardín cultivado de enormes proporciones agroforestales (Paniagua Blanc, F. 2018). En los Andes y la Amazonía entre los 10.000 y los 5.500aAP se empezaron a cultivar *Dioscorea spp.*, *Calathea allouia*, *Maranta arundinacea*, *Lagenaria siceraria*, *Cucurbita spp.*, *Ipomoea batatas*, *Manihot esculenta* y *Zea mays*. La mayoría de los cultivos, sin embargo serían tubérculos y árboles frutales que fueron primero extendidos por la población preagrícola, así como bambúes y otros árboles (Denevan, W.M. 2007). Los animales cazados por los indígenas amazónicos occidentales incluyen mamíferos grandes como monos, tapires (*Tapirus terrestris*), tayasúidos como guanganas y pecaríes, venados (*Mazama spp.*), así como agutíes, pacas (*Agouti spp.*), armadillos (*Dasypus spp.*), cuchuchos (*Nasua nasua*) y capibaras (*Hydrochaeris hydrochaeris*), así como innumerables aves y peces, todos los cuales pueden encontrarse en 600Km² alrededor de un trayecto diario de cualquier aldea waorani. Alrededor de las aldeas permanentes, el agotamiento es rápido e intenso. Si se extrapolan los datos dados para los waoranis a toda la Amazonía precolonización se obtienen cifras conservadoras de casi 100 millones de piezas de caza al año, lo que en todo caso resulta en una cantidad asombrosa y permite vislumbrar el efecto de las personas sobre la fauna.

Resulta evidente que el paisaje de principios del siglo XVI tenía características antrópicas en la zona de estudio (de Carvajal, G. 1542) y el resto de la Suramérica conocida (de las Casas, B. 1542), (Denevan, W.M. 1992) con poblaciones grandes de las que no se tuvo noticia tras la segunda entrada en la Amazonía occidental en el SXIX. Para entonces la composición de la vegetación había cambiado mucho, con la recuperación de la selva pluvial desde un estado más antropizado. El despoblamiento posterior a la llegada de las enfermedades desde el Viejo Mundo hizo que la naturaleza se recuperara en muchas áreas. La erosión era grave en algunas regiones, pero se han podido reconstruir los movimientos de tierra, las vías, los campos y los

asentamientos de muchas regiones Andinas y costeras, y de algunas regiones Amazónicas. La pristinidad del bosque era un invento especulativo del SXIX, resultado de las observaciones superficiales de aquellos momentos. Aunque es evidente que los europeos modificaron el paisaje, no es cierto que lo hicieran tan profundamente en relación a la actividad antrópica anterior al SXVI, en especial en regiones como el área de estudio, donde no se han encontrado grandes comunidades indígenas desde entonces. El impacto antrópico precolonización no era benigno, local, sano, ecológico o efímero, o al menos no lo era tal y como nos lo imaginamos durante dos siglos. La población de la Gran Amazonía precolonización incluía grandes poblados permanentes que se extendían kilómetros a lo largo de los márgenes del río Amazonas y de sus principales afluentes (Denevan, W.M. 2007). El paisaje y el medio natural fueron profundamente modificados, aunque la visión post colonial no pudiera identificar esta modificación ni las magnitudes actuales de cambio ambiental y demográfico sirvan para medirlo. La única razón por la cual el ser humano no destruyó los ecosistemas precoloniales como lo hacemos en la actualidad se debe a que no tenían aún la capacidad para hacerlo. Los lugares más afectados, como las hoyas interandinas sufrieron mucho y no habían podido recuperarse a la llegada de los europeos y la actividad moderna. Los campos agrícolas previos al S.XVI han ido demostrándose comunes a medida que se encuentran grandes áreas donde la agroforestería había estado muy presente, con impactos locales en los suelos, el microclima, la hidrología y la vida silvestre (Oliver, J.R. 2008), (Bray, T.L. 2008).

La población de la América precolonial se ha establecido repetidas veces entre 40 y 80 millones de personas, lo que supone un poblamiento bastante intenso que en absoluto se corresponde con un paisaje despoblado. La población había ido en progresivo y lento aumento desde el establecimiento de las dinámicas agrícolas, lo cual fue bruscamente interrumpido por la llegada de los europeos. El choque de las enfermedades del Viejo Mundo sobre la población de América fue tan profundo como pudo serlo la Peste Negra en Europa, e incluso mayor por coexistir varias enfermedades nuevas en un período muy corto de tiempo. Las llanuras tropicales redujeron su población en un 90% en menos de 100 años y en conjunto se perdieron 2/3 de la población original (Denevan, W.M. 2007). Hasta el SXVI los asentamientos conocidos de los Andes del Norte eran pequeños y aislados, una población dispersa incluso con densidad relativamente alta, como en el Altiplano de Ecuador.



Fig. 148: Familia waorani. La familia de Penti, waoranis de Bamenó con el "traje tradicional". Esta es una de las últimas etnias asimiladas por la "civilización". Siguen siendo básicamente cazadores recolectores y su sociedad, cultura y modo de vida se encuentran gravemente amenazados. Foto hiveminer.com

Estas aldeas se componían de familias que vivían cerca de sus campos, con ciertos centros poblacionales más desarrollados en manos de las castas de jefes y sacerdotes. En las pendientes cultivables más altas, como en la actualidad, se producía papa y otros tubérculos mediante barbechos y complejos sistemas de rotación. El maíz cultivado en el altiplano y en las llanuras por debajo de los 3.000msnm transformó el paisaje, así como los sistemas de riego y los usos agroforestales. La población de los Andes Ecuatoriales antes de la colonización no es conocida, pero podría haber rondado los 3 millones de personas. Los cálculos realizados en Cara, al norte de Quito, estimaron 66.000 habitantes. Dado que en los alrededores existen evidencias de muchos campos abandonados y sistemas agrícolas bastante eficientes se ha estimado que podrían haber sustentado entre 75.000 y 170.000 personas. Las crónicas del S.XVI son consistentes con esto, señalando cómo la población se había reducido a una cuarta parte desde tiempos de los Incas y que en 1550 vivían allí 10-15.000 personas. Estas poblaciones podrían extrapolarse a otras áreas similares, aunque algunas de ellas fueron despobladas en numerosas ocasiones debido a eventos volcánicos y otros desastres derivados de las transformaciones bioclimáticas, desastres geomorfológicos y climáticos (Knapp, G.

2007). Los sistemas de irrigación en los Andes ecuatoriales son muy antiguos. La cultura Cañari en Ecuador fue de las más activas a este respecto y construyeron grandes sistemas de riego que fueron mejorados por los incas. Estas infraestructuras fueron utilizadas y progresivamente mejoradas o sustituidas por los colonizadores, administrándolas para un uso extensivo en grandes haciendas (Buytaert, W. et al. 2006).

Los bosques y sabanas Suramericanas tienen un fundamento climático, pero también antropogénico en forma y composición, debido a la agroforestería y el aumento de incendios que vino asociado con el aumento de la población y los usos agrícolas y ganaderos. Las perturbaciones naturales que inducen variabilidad en los bosques Amazónicos, como los claros abiertos por la caída de árboles y la dinámica fluvial y de laderas se incrementó con la actividad humana y el desplazamiento de los cultivos. El impacto de un pequeño número de agricultores puede sentirse en el tiempo y el espacio y de igual modo puede observarse en la mayoría de los bosques, incluso los que se suponían completamente intactos. La distribución, las clases y cantidades de especies útiles son manejadas por las personas en agroforestería secuencial que aumenta las especies útiles y es la base económica de muchos grupos humanos. Balée y otros (Balée, W.L. 1992, 1993, 1995) (Balée, W.L. & Clark L.E. 2006) han establecido todo un corpus acerca de las modificaciones paisajísticas de los pueblos indígenas, denominando bosques culturales o antropogénicos a aquellos en los que las variedades, frecuencias y extensiones de las especies han sido modificadas generando un auténtico bosque- jardín cultivado difícil de identificar para los ojos extraños y donde a menudo no existe reducción de la biodiversidad, sino al contrario. Así es para muchas comunidades indígenas del Ecuador, aunque muchos de ellos hayan perdido la conexión y la capacidad de explotar ese bosque como lo hacían sus antepasados.

Existen grandes extensiones de *terra preta* (tierra negra) o suelos antropogénicos en la Amazonía, esencialmente en las regiones donde la agricultura era más difícil por los depósitos de aguas negras, generados en los límites de las llanuras de inundación, y la tierra firme. Debido a ello las *terras pretas* en Ecuador son pocas (y están mal documentadas). Los hábitats reproducidos por esta agroforestería multiplicaban la frecuencia de ciertas especies de vida silvestre, lo que llamó la atención de los colonos y fue la manifestación evidente de un paisaje cultivado como se relataba en el S.XVI. En algunas regiones como los Andes y las laderas periandinas la deforestación asociada a los cultivos llevó a la degradación de algunos

suelos y paisajes y la desaparición de las culturas que los trabajaban (Bray, T.L. 2008).

La región de los Andes Centrales y del Norte ha abarcado treinta culturas diferentes en cinco horizontes desde 3.000aAP y en mayor o menor medida han sido consideradas en los últimos años deudoras de poblaciones Amazónicas que proveían de materias primas. Es evidente que esta multiplicidad sociocultural no se ha encontrado en la Amazonía, pero cada vez más estudios revelan que no se trata de que no existieran, sino de que las condiciones bioclimáticas permitieron que se preservase su secreto.

Los números y ubicaciones de estas poblaciones son muy difíciles de establecer. Las más conocidas son las Culturas de los Montículos, los Llanos de Moxós, la Llanura de Beni, el clúster del Alto Xingú y los Geoglifos agroforestales de Acre. Estas amplias regiones retienen las marcas de actividad humana extensiva e intensiva y han sido descubiertas recientemente debido a la deforestación y la fotografía aérea, el radar y el análisis satelital. En todos los casos pueden verse modificaciones en el paisaje con campos agrícolas, asentamientos, avenidas y montículos rituales y carreteras, caminos elevados, senderos, calzadas e infraestructuras asombrosas, como lagos artificiales, canales, esclusas etc. Las vías de comunicación hacia los Andes pueden aún observarse, mientras que se ha supuesto que hacia el interior se usaba la red fluvial como vía primaria de comunicación. El derrumbe poblacional desde el S.XVI fue la puntilla que borró estas culturas, las cuales llevaban muchos años de decadencia debido a las transformaciones bioclimáticas provocadas por los ciclos Bond (PEH 700aAP) en un contexto de recrudescimiento de los fenómenos ENOS. Las inundaciones, sequías y lluvias torrenciales producidas por los eventos ENOS dan lugar a un aumento de la erosión, el lavado y el transporte sedimentario, lo que supone en todos los casos un problema para las sociedades agrícolas, que tienden a ser muy vulnerables frente a ello. Aunque los sedimentos masivos puedan renovar los suelos de las llanuras de inundación, los deslizamientos, anegamientos y flujos producidos, así como las epidemias derivadas de estas condiciones, pudieron producir crisis poblacionales durante los períodos de mayor intensidad y frecuencia de eventos ENOS, en especial durante los años de inversión de las tendencias de los ciclos Bond. Esto parece tener cierto sentido al comparar las crisis y desapariciones de las culturas agrícolas Suramericanas con la PEH y el OCM. Esta sincronía es objeto de debate en la actualidad (Caviedes, C.N. 2007). Las últimas migraciones que llegaron a la Amazonía occidental fueron pueblos agresivos como los Omaguas o pueblos

Tupís, sobre 800aAP, coincidiendo con la PEH y el abandono de casi todas las dinámicas agroforestales en la Amazonía entre 1.200-1.350-1.500dC (Noelli, F.S. 2008). El proceso migratorio a través de los ríos y hacia la costa Oeste parece haberse repetido varias veces con parecidas causas y resultados. Los poblamientos tropicales Amazónicos debieron ser grandes, pero sólo se están descubriendo en los últimos años, ya que se encuentran ocultos por la vegetación y sólo la deforestación, los estudios en profundidad y las nuevas tecnologías los están descubriendo al mundo (Denevan, W.M. 1992). Es de notar sin embargo que la región Amazónica ecuatorial occidental no tiene rastro de grandes culturas agrícolas, aunque sí de varios influjos migratorios provenientes del interior.

En las cumbres altoandinas, la situación ha sido diferente. La actividad humana, las principales industrias y ciudades y la agricultura y ganadería intensiva continuó con los colonizadores, modificando el paisaje con mucha mayor intensidad por simple presión demográfica. Los páramos tienen un papel clave en los procesos hidrológicos Andinos y una parte importante de los afluentes del Amazonas nacen allí. Las aguas provenientes del páramo han sido utilizadas para la actividad humana de forma doméstica, agrícola e industrial, así como para generar energía. Su uso para el pastoreo intensivo, el cultivo y la agroforestería (con introducción de especies invasoras) es cada vez más extenso y hunde sus raíces en las primeras culturas Andinas, con un papel muy interesante en la formación de la composición vegetal de los pastizales (Knapp, G. 2007), (Young, K.R. et al. 2007b). El pastoreo extensivo no es una tarea fácil y los suelos deben ser drenados, lo que deteriora el páramo, reduciendo la biodiversidad y los hábitats y produciendo un aumento de la erosión y el lavado, con impactos en el ciclo hidrológico. Los cambios de la cubierta de nieve y el hielo de los glaciares, las propiedades del suelo y la vegetación han alterado la capacidad de regulación del agua de las cuencas montañosas, y aunque estos siguen siendo los ambientes menos modificados, también son los más vulnerables y los más complejos de manejar (Buytaert, W. et al. 2006).

VI-2-2-2- La actividad antrópica colonial e industrial

La actividad antrópica de los SXX y XXI es un importante motor de cambio bioclimático y morfológico y se ha establecido como un factor capaz de modificar el paisaje a gran escala. El

ser humano produce cambios activos mediante los procesos derivados de la extracción de recursos, el consumo y transformación de los mismos, el transporte, la construcción de estructuras y la producción de desechos.

Los desplazamientos ecotonales debidos al aumento de las temperaturas se han propuesto como expectativa de que los árboles o arbustos ampliarían su potencia al área de expansión. Sin embargo el fuego, el sobrepastoreo y la agricultura complican mucho en la realidad estos desplazamientos vegetales. De igual modo, los desplazamientos naturales en la Amazonía están afectados por eventos de transcendencia global, regional y local, con la fragmentación de hábitat y la disminución de la biodiversidad como principal problema para estos desplazamientos vegetales hacia la potencialidad bioclimática que señala el cambio climático (Young, B.E. et al. 2011).

VI-2-2-2-A- Actividad antrópica Colonial

El ser humano se ha extendido en el área de estudio y se desarrolla cada vez más intensamente, degradando el paisaje desde el SXVI, cuando se produjo la expansión del pastoreo, la mayor concentración de la población y la reubicación de grupos étnicos. Estos procesos se intensificaron cuando comenzó la integración económica global con la exportación internacional de recursos naturales y la intensificación de la producción agrícola debida a las necesidades de una población en crecimiento. Los primeros impactos se produjeron al sustituir los cultivos por la producción intensiva de caña de azúcar, cacao, tabaco y café y la ganadería extensiva (Suárez, C.F. et al. 2011). El período colonial produjo efectos ambientales serios, aunque como hemos visto los europeos no fueron los primeros en provocar un impacto sustancial en los ecosistemas. El período colonial temprano estuvo marcado de forma general por la despoblación y la relajación de la actividad agrícola, lo que produjo un rejuvenecimiento ambiental en los Andes y la Amazonía. Las variaciones ambientales del S.XIV y XV, las enfermedades introducidas y el caos producido en el S.XVI resultaron en la disminución de la población y el abandono de los intensivos cultivos que habían caracterizado los Andes, tal y como demuestran las antiguas terrazas agrícolas bajo los bosques altoandinos (Veblen, T.T. et al. 2007). En la selva, sólo la agricultura de subsistencia y la agricultura semiindustrial funciona: palma, fruta, chocolate, café y plátano, así como yuca

y tubérculos en chacras. Entre las principales especies nativas se encuentran el tomate (*Solanum esculentum*), el pimiento (*Capsicum spp.*) y la papa/patata (*Solanum tuberosum*) que eran cultivados desde muy antiguo en los Andes. La introducción de los métodos y cultivos europeos y la mecanización de los procesos aumentó la productividad incorporando nuevas especies, tanto locales como exóticas, así como más de 100 especies usadas para forraje. A partir de los 3.000msnm el cultivo más importante es el complejo de tubérculos de papa/melloco: *Solanum goniocalyx*, *S. phureja*, *S. stenotomum*, *S. tuberosum* y *Ullucus tuberosus*. Entre los principales granos nativos del Ecuador encontramos *Chenopodium quinoa* (quinoa) y *Amaranthus caudatus* (amaranto). La más importantes leguminosas son algunos fréjoles y el omnipresente chocho o altramuz domesticado (*Lupinus mutabilis*). Los bosques y valles de altitudes medias hasta su antropización fueron el hábitat de una multitud de frutales andinos como el tomate de árbol (*Solanum betaceum*), papaya (*Carica spp.*), la lúcuma (*Pouteria lucuma*), aguacate (*Persea americana*), zapote (*Quararibea cordata*) y varias leguminosas introducidas y locales como la guaba (*Inga edulis*) y tamarindo (*Tamarindus indica*). También se incluirían los arbustos de naranjilla (*Solanum quitoense*), chirimoya (*Annona cherimoya*), pepino dulce (*Solanum muricatum*), uvilla (*Physalis peruviana*), y al menos de diez especies del género *Passiflora*. La coca (*Erythroxylum coca*) ha sido tradicionalmente cultivada en las laderas Andinas, pero las llanuras Amazónicas también han tenido amplias distribuciones.

Las áreas donde se concentró la población sufrió problemas relativos a una urbanización temprana, especialmente en la mesa interandina sobre los 3000msnm. Los impactos coloniales del primer período fueron documentados por los colonizadores y en la actualidad sus registros son considerados una fuente comparativa de primer nivel. A largo plazo y a nivel global los resultados han sido fundamentales para entender el paisaje y paisanaje global que vinculaban Europa, África y Asia a través de las migraciones y la expansión de plantas y animales, forzadas o voluntarias, aunque los impactos variaron de una región a otra. Se pueden diferenciar tres tipologías de modificación de las sociedades y economías precoloniales por parte de los europeos: las que sustituyeron por completo todos los elementos indígenas; las que no los tuvieron en cuenta y se ignoraron; y las áreas en las que se continuó con una dinámica en la práctica idéntica al sustituir sólo a la élite (caciques por terratenientes). Los españoles reorganizaron la economía del Imperio Incaico a las necesidades del mercantilismo

colonial mediante la creación de carreteras y puertos que permitieron la salida de materias primas y la llegada de alimentos y textiles manufacturados, sin internarse en los bosques pluviales que se extendían al Oriente. Las ciudades españolas fueron fundadas de acuerdo con los principios de planificación urbanística colonial. La economía se potenciaba mediante la concesión de tierras para la extracción de recursos o la agricultura. Los colonos utilizaron y ampliaron los sistemas de irrigación local del norte de Ecuador. La mano de obra nativa, sin embargo, no era muy apreciada y los indígenas fueron reubicados de áreas concretas, como el Valle del Chota. Las tierras que habían sido cultivadas con coca fueron utilizadas para la producción de caña de azúcar que era trabajada por esclavos africanos. Hasta el día de hoy, la población del Valle de Chota sigue siendo mayoritariamente afrodescendiente. Muchas de las estructuras locales fueron respetadas y conservados, pero la gestión administrativa fue realizada por los funcionarios electos de los pueblos recién establecidos (Knapp, G. 2007).

Las laderas cultivables que aún conservaban cubiertas vegetales silvestres fueron sustituidas por terrazas en las que se cultivaba papa y maíz (y una pléyade de tubérculos y leguminosas locales), y posteriormente abandonadas y convertidas en humedales y páramos antrópicos cuyos pastizales se quemaban, especialmente el día de San Juan. Los terrenos bajos fueron utilizados muy pronto para el cultivo de plátano y arroz y otros árboles frutales y destinados a la producción maderera. El clima Andino tiene un hábitat ideal para muchos cultivos europeos, sobre todo aquellos de clima fresco, con el límite altitudinal del cultivo entre los 3.000 y 4.200msnm. En el altiplano del área de estudio la práctica ausencia de oscilación térmica y la aridez ligera promocionó el cultivo de varias cosechas anuales, especialmente de las variedades llamadas de invierno. Sin apenas estacionalidad, la mayoría de verduras de invierno son las reinas del altiplano, así como los cultivos intercalados de cebada, trigo, habas y forrajes ganaderos. Los animales introducidos variaron la actividad, la economía y la alimentación de las sociedades, modificando de forma sustancial la fauna y flora con la que se encontraron.



Fig. 149: Mujeres Kichwas esperan a los hombres en un mercado de ganado del páramo chimboracense. Sus formas y costumbres han variado poco desde la colonización. Los colores fosforescentes e intensos han sustituido a los rojos lisos más tradicionales. La dureza del páramo y las condiciones de vida más allá de los 4000msnm pueden poner a prueba a cualquiera, pero estas personas hacen allí su vida diaria. Foto Daniel Boyano, 2014.

Las innovaciones tecnológicas introducidas, como la rueda o el arado, contribuyeron fundamentalmente a la transformación agrícola y económica. El burro y la mula fueron adoptados y se convirtieron en las principales bestias de carga. Las ovejas sustituyeron a los camélidos por debajo de los 3.500msnm. Cerdos, pollos y vacas fueron ampliamente adoptados por los agricultores indígenas y son hoy día inextricables de las economías y alimentaciones tradicionales. La rata negra (*Rattus rattus*) y otras ratas y ratones, así como distintas plagas llegaron muy pronto y se extendieron realizando un daño incalculable. La dinámica de despoblación se revertió en el S.XVII, una vez se hubieron asentado y generalizado las tecnologías europeas. Estas tecnologías necesitaban cada vez más madera (mobiliario y estabulaciones) y carbón vegetal para funcionar (hornos para pan, ladrillos y tejas) y fueron acabando con el poco bosque remanentes altoandino que se había podido recuperar de la época precolonial. El cedro (*Cedrella spp.*) y el nogal (*Juglans neotropica*), así como otras maderas llamadas “nobles” fueron casi llevados a la extinción. El principal objeto de comercio siguieron siendo los metales preciosos (plata y oro), y la tala para la fundición y mina deforestaron las laderas cercanas a los centros mineros. En el SXIX el café, el caucho, el trigo, los productos ganaderos y la soja continuaron repitiendo la dinámica

mercantil que aún es visible en la distribución de la población y el uso intensivo de la tierra. La mayoría de estos impactos derivados de la colonización se generalizaron después de la independencia, a partir de 1825 y con la llegada de la incipiente industria a finales del S.XIX (Knapp, G. 2007).

VI-2-2-2-B- Actividad antrópica industrial

Durante el SXX y XXI la agricultura y la ganadería intensivas y extensivas, la industria, las infraestructuras y la ampliación de la frontera urbana, el petróleo y minería, la demografía insostenible, la explotación de recursos y la contaminación y eliminación de residuos, la afectación a los cauces, los caudales y las cuencas y otros procesos y factores han devenido en una degradación del paisaje y una tendencia a la destrucción de los bioclimas naturales y de su equilibrio y adaptabilidad. El crecimiento rápido y desordenado de la población actual y los cambios ambientales relacionados no tienen precedentes en Ecuador y encajan con la teoría de un país recorriendo la transición demográfica (Veblen, T.T. et al. 2007). La actividad agrícola moderna modifica las formas y los procesos físicos y biológicos del paisaje de formas concretas e inmediatas y también a largo plazo y de modos más subrepticios. La actividad agrícola va en aumento en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. Las plantaciones que producen para la exportación son de caña de azúcar, café, banano palma de aceite y cacao, con plantaciones más pequeñas superespecializadas en bambú o plantas ornamentales. La ganadería extensiva que deforesta el bosque nublado y pluvial es preocupante en el escalón subandino y hacia el Sur del Pastaza. Los dos tipos de sistemas agrícolas más comunes son contrapuestos: las haciendas y latifundios como grandes plantaciones de monocultivo y ranchos y granjas pequeñas y de cultivo variado. Los latifundios ocuparon de forma tradicional las llanuras cultivables, generando ingresos con las exportaciones. Las pequeñas explotaciones dispersas se encuentran tradicionalmente en las laderas interiores y valles periandinos, así como las hoyas interandinas. El 40% de las fincas Andinas tienen menos de 1ha y casi el 50% tienen menos de 5ha. Una de cada 1.000 tiene más de 1.000ha. El minifundio depende de los barbechos y la sobrepresión demográfica ha reducido estos períodos y con ellos las producciones a largo plazo presionando al éxodo rural. El transporte reducido a unas pocas horas permite que los mercados andinos y amazónicos contengan

vegetales de sus contrapartes. El maíz y la papa son cultivados extensivamente en los Andes actuales, mientras que las flores y la banana se cultivan en el país para consumo interno y externo. Ecuador es el primer exportador mundial de plátanos y estos existen en todas las formas, variedades y tamaños. Después de dejar la producción de algodón en los años 80 y los agresivos programas de eliminación de coca, el árbol de plátano se volvió omnipresente en la llanura oriental, aunque se encuentra cada vez más desplazado por la palma africana.

La intensificación agrícola producida por la llamada Revolución Verde desde 1960 y 1970 tuvo un éxito rotundo en la producción y los mercados internacionales e internos, basado en el uso masivo de fertilizantes y la mecanización y tecnificación de los cultivos, pero también en la pérdida de suelos, la contaminación de las aguas y la pérdida de diversidad en los cultivos (Suárez, C.F. et al. 2011); mientras que en los años 60 se cultivaban habitualmente 50 variedades de papas y en una sola localidad podían existir hasta un centenar de variedades locales, en la actualidad el 90% de la producción se basa en 15 variedades muy homogéneas, muy productivas pero vulnerables a enfermedades y plagas (Harden C.P. & Hyman G.G. 2007). La introducción de variedades genéticamente modificadas ha sido muy vigilada en Ecuador (y por lo tanto en el Área de estudio), pero cualquier cambio de sentido en el gobierno podría modificar esto, produciendo graves problemas a los productores locales. El desconocimiento y la laxitud en los controles, la corrupción o la incompetencia de la administración se une a la poca capacidad de decisión de los gestores ambientales, por lo que se acaba en todos los casos abusando de la letra de la ley, ignorando el espíritu de la misma. Estos son problemas crónicos con pocas soluciones reales a la vista. La historia de la economía en la Amazonía es una historia de saltos y estancamientos, donde ha habido poco espacio para el desarrollo sostenible. La región Amazónica no era controlada por el Estado ecuatoriano, como demuestran las recientes guerras con Perú, en las que perdió la mitad de su territorio.

Desde la segunda mitad del SXX el gobierno pretendió habitar el territorio en el convencimiento de que así podría controlarlo, y como medida política diseñada ex profeso para satisfacer la demanda entre los pobres sin tierra. Evitando la reforma agraria se enviaron multitud de nuevos colonos para ocupar las tierras selváticas, con muy poco respeto para sus habitantes nativos y sus derechos (Veblen, T.T. et al. 2007) y con ninguna consideración por los ecosistemas.



Fig. 150: Dabo y esposa posan para el drone que sobrevuela las instalaciones petroleras en los alrededores de su vivienda. La selva tropical en el Parque Nacional Yasuní es contenedora de un paisaje y una geografía de enorme complejidad.

Esta situación ha mejorado en la actualidad, pero los problemas son crónicos. Sólo la selva Amazónica ecuatoriana cuenta con más de 20 nacionalidades indígenas, entre las que destacan los Achuar, los Shuar, los Napo-runas (kichwas del Napo) y los Waorani. La región más oriental contiene grupos waorani en aislamiento voluntario (los grupos taromenane-tagaeri) con una problemática crónica en cuestión de derechos y muy poca comprensión de sus geografías por parte de los encargados de su protección y tutela (Pappalardo, S.E. et al. 2013). La región es además compartida por áreas biológicamente megadiversas, la explotación petrolera con un futuro incierto y un modelo de extracción cubierto de sombras y otras problemáticas, como el uso del agua, la tala ilegal, los monocultivos, las megainfraestructuras, los dragados, etc. La problemática relativa a la deforestación debida al crecimiento urbano y los cambios y expansiones de la frontera agrícola supone un importante campo de estudio

(DeFries, R.S. et al. 2010). La expansión del monocultivo es una cuestión muy presente en toda la Amazonía, especialmente preocupante en las regiones occidentales, por una multiplicidad de causas importantes a nivel regional (Gutiérrez-Vélez, V.H. et al. 2011). Los ecosistemas de bosque pluvial resultan vitales debido a su diversidad biológica, pero la percepción que se tiene de ellos desde el punto de vista económico y de su potencial de recursos para el desarrollo genera muchas controversias.

La deforestación y un mal manejo de la tierra destruye los servicios ambientales, condiciona el ciclo del carbono y pone en riesgo la biodiversidad y los recursos (Schwartz, N.B. et al. 2017). El uso intensivo del fuego ha provocado graves problemas ambientales que unidos a la deforestación debida a la expansión de la agricultura y la ganadería tiene ya efectos bioclimáticos observables (Fernandes, K. et al. 2011), (Schwartz, N.B. et al. 2015), como sequías regionales relacionadas con el cambio del régimen de incendios (Gutiérrez-Vélez, V.H. et al. 2014). Los cambios en la dinámica forestal debidos a la reducción de la humedad vienen siendo observados en bosques deciduos desde los años 80, y son asimilables a los ocurridos en algunas regiones de selva pluvial, debido a las frágiles pero extensas adaptaciones y comensalismos responsables de la expansión o retroceso de los bosques (Boddy, L. & Rainer, A.D.M., 1983), del mismo modo que la contaminación de las aguas produce eventos encadenados muy difíciles de predecir por no conocerse aún bien los mecanismos de comunicación forestal. El legado ambiental, cultural y ecológico de la Amazonía Periandina está en peligro debido a la deforestación y el desarrollo socioeconómico incorrecto, los efectos de la modificación bioclimática antropogénica y la aceleración del cambio climático (Coltrinari, L. 1992), (Furley, P. A. 2007).

El crecimiento urbano en el Oriente de Ecuador se ha disparado en los últimos 50 años, en los que la mayoría de las aldeas se han convertido en verdaderas ciudades, en función de un crecimiento demográfico enorme y produciendo una deforestación sin precedentes. La inversión en infraestructura del último decenio hacia la selva ecuatoriana ha sido incomparablemente superior a la del pasado. Aunque muchos recursos han sido despilfarrados, estas infraestructuras tendrán un efecto multiplicador en el futuro: más de 150 puentes, más de 500 Km de nueva carretera nacional y una lluvia de millones procedentes de

la inversión local y extranjera, comprometidos en la promesa de un retorno a través de la extracción de recursos y la vinculación de las zonas agrícolas fronterizas con los mercados urbanos. La construcción de carreteras y el asentamiento en estas zonas fronterizas también han sido motivados por preocupaciones geopolíticas y de seguridad a lo largo de las fronteras de la Amazonía (Veblen, T.T. et al. 2007). La selva también ha sufrido de proyectos que pecaban de ambiciosos o ingenuos, cuya inversión millonaria nunca tendrá más retorno que problemas paisajísticos de largo alcance (Bayón, M. & Wilson, J. 2017). La pérdida de biodiversidad por la fragmentación de hábitat y la degradación de la tierra asociada a ello es evidente a todos los niveles y escalas. Esto ha tenido importantes contestaciones sociales y enfrentamientos con la población local, sistemáticamente criminalizados y acallados por el gobierno y los medios de comunicación. Cabe destacar que las protestas se producen desde ambos puntos de vista: quienes quieren mayor inversión e infraestructuras para aumentar los puestos de trabajo y quienes abogan por la conservación y la investigación como ejes de desarrollo futuro.

VI-3- Metodología, delimitación y descripción del paisaje

En los últimos años se han desarrollado muchas metodologías para la realización de proyecciones regionales de los paisajes y de su evolución, entre las que han destacado las versiones del Análisis Integrado de Paisajes de las que hablamos en los primeros capítulos, y en especial los análisis de paisajes para la valoración ambiental (Martínez de Pisón, E. 2014, 2016).

En este sentido, hemos realizado una exhaustiva revisión bibliográfica que nos ha permitido conocer las interacciones históricas con el territorio, acompañada de abundante material fotográfico. Se realizó un análisis cartográfico y SIG fundamentando en operaciones de interpolación y/o de superposición de cartografías (en formato shape), y en la interpretación de imágenes en shps e imágenes de satélite que permitió establecer los mayores impactos sobre el área de estudio. A través de la superposición de los mapas de potencialidad bioclimática y de las unidades geomorfológicas se obtendrían unas Unidades Naturales del Paisaje, tanto del UMG como de la actualidad. Esa cartografía es comparada con el análisis de la actividad humana, fundamentado en la comparación de imágenes de satélite temporales, junto con la cartografía de las Áreas Protegidas, para establecer la áreas que mantienen una alta valoración ambiental y cuáles son los peligros a los que se enfrentan. También se perfilarían así las modificaciones sobre la potencialidad bioclimática o las dinámicas geomorfológicas para establecer si las personas han podido ser responsables de lo que se observa.

La delimitación de Unidades Paisajísticas mediante este método se ha mostrado muy eficiente para valorar espacios naturales y proponer respuestas a la degradación ambiental de carácter antropogénico. Del mismo modo se ha mostrado eficaz en la delimitación de Unidades Superiores de Paisajes Naturales, de unidades menores y singulares (García Esteban, R. 2017). La visión de los paisajes durante épocas pasadas ayudará a comprender las dinámicas frente a los cambios naturales y distinguirlos de los producidos por las personas. Además nos permitirá encontrar aquellas unidades bioclimáticas cuya evolución tenga un gran interés paisajístico para protegerlas adecuadamente, algo que ha sido bastante ignorado en muchas regulaciones territoriales.

Las Unidades Superiores de Paisaje Natural (USPN) para la actualidad y para el UMG se han conseguido, básicamente, con la superposición de los mapas bioclimáticos y geomorfológicos. de cada momento, para delimitarlos y proponer espacios específicos. En el caso de las USPN del UMG, las delimitaciones no podían ser comprobadas más allá de la cartografía y el análisis de esos resultados. Para las USPN actuales, se añadieron las capas relativas a las topografías de los elementos humanos: las vías de comunicación y las poblaciones (líneas y polígonos) expandidas mediante *buffers* tanto más extensos cuanto mayor era su importancia, para crear áreas de influencia antrópica. Este método puede parecer basto, pero resulta adecuado a la escala con la que se pretendían encontrar resultados, es decir, para encontrar áreas homogéneas. En el caso actual, se pudieron realizar pruebas de campo que permitieron afirmar la pertinencia de las delimitaciones paisajísticas. Además fue fundamental para el establecimiento de estos paisajes y el análisis de la actividad humana, el tratamiento de las imágenes que ofrece Google Earth para mostrar las transformaciones espacio-temporales producidos por la actividad antrópica.

VI-3-1- Las Unidades Naturales del Paisaje **en el Último Máximo Glacial**

Al estudiar el Paisaje y las modificaciones antrópicas no debemos olvidarnos de los paisajes típicos Cuaternarios. El Paisaje Natural que más tiempo ha prevalecido desde hace 2,58Ma, a pesar de los períodos de calor, ha sido el paisaje glacial. Este determina la existencia de precipitación sólida en altura y la creación de grandes casquetes de hielo en las montañas Andinas, así como una enorme variación en las temperaturas y los bioclimas asociados y la paralización de los procesos sedimentarios debido al frío. Durante este período los volcanes continuaron erupcionando y produciendo eventos volcánicos y de ladera y los cauces podrían haber sido bastante distintos de los actuales. El principal obstáculo al que nos encontramos fue la aproximación al relieve de hace más de 20,000 años. Aunque es seguro que la misma geomorfología presente en el anterior período glacial difiere con la actual configuración del relieve, también es cierto que las principales morfoestructuras se han mantenido como tales. La principal modificación geomorfológica con respecto a la actualidad se produce en los cauces del frente de erosión del Megacono del Pastaza. Sin embargo, carecemos de la precisión necesaria como para establecer el relieve a gran escala o con el detalle con el que trabajamos en la actualidad. A pesar de ello, hemos mantenido la misma denominación del Frente de Erosión para el área, ya que al fin y al cabo podría considerarse como una extensión en estos períodos de la Superficie Mera-Upano. Otras formas del relieve del período glacial no son consideradas a esta escala, como la incisión de los ríos sobre los paquetes sedimentarios. En todo caso, la red fluvial era mucho menos intensa que en la actualidad y así queda descrito en la cartografía.

Al haber obtenido una cartografía de potencialidad bioclimática para el último episodio de máximo glacial, y superponerla a las Unidades Superiores de Paisajes Naturales somos ahora capaces de establecer las unidades del paisaje natural que se podrían haber encontrado durante los períodos glaciales. El uso de herramientas básicas del entorno ArcGIS es suficiente para este tipo de análisis cartográfico (Fig. 151).

A continuación se presentan las Unidades del Paisaje propuestas para el período glacial.

Paisajes UMG

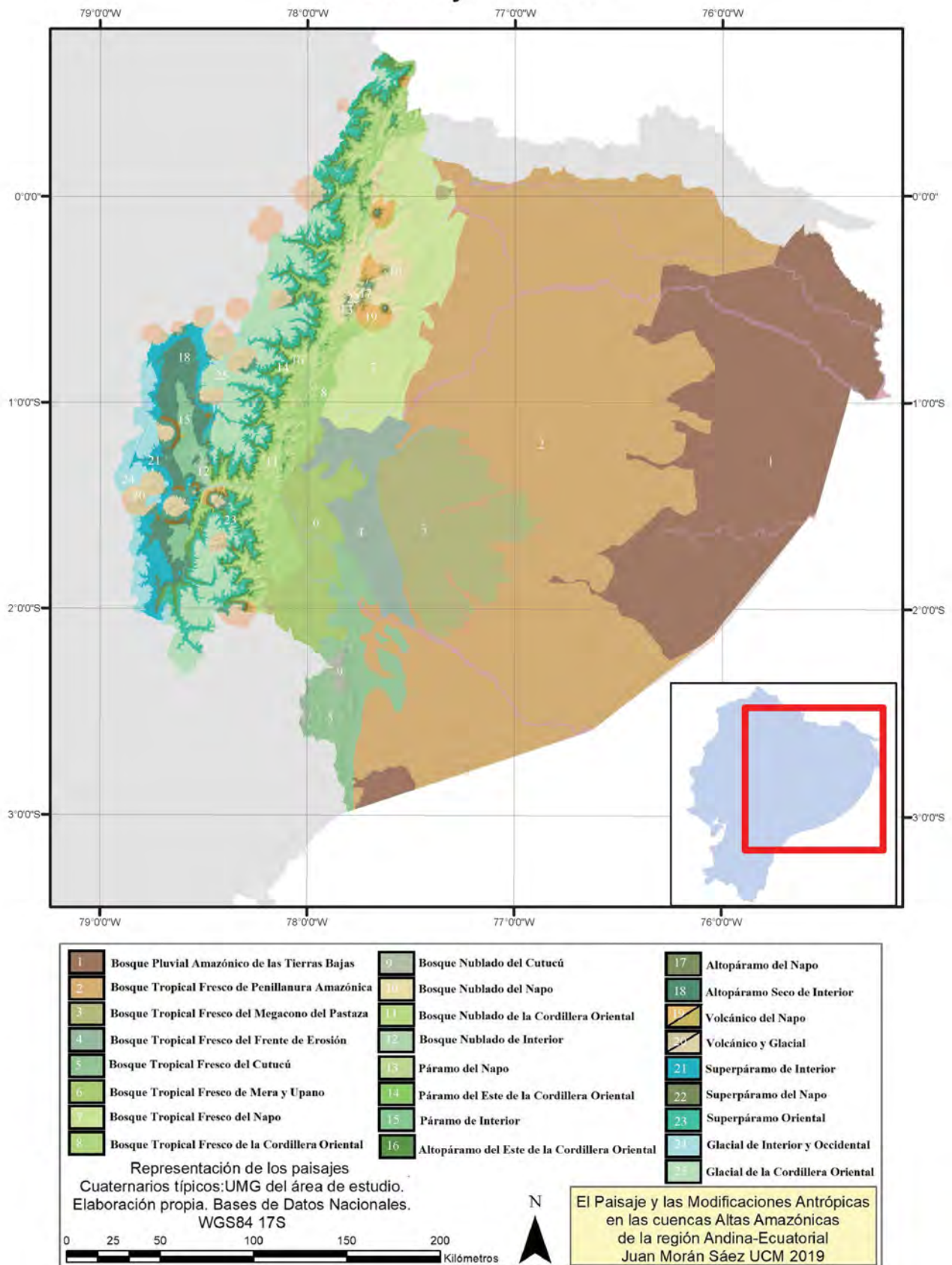


Fig. 151: Unidades del Paisaje Glacial

Bosque Pluvial Amazónico de Tierras Bajas: En las tierras bajas más orientales del área de estudio puede visualizarse la expresión del Bosque Pluvial Amazónico más moderno. El conjunto de cauces con menor caudal supuestos para los períodos glaciales se convertirían en el refugio de este tipo de selva, donde el calor aún debería ser lo bastante intenso como para producir un bosque primario tropical cálido y húmedo muy similar al que en la actualidad ocupa la mayor parte de la Cuenca Amazónica. Los límites de este paisaje podrían haber sido bastante difusos, en tanto en cuanto la morfología fluvial cuaternaria varía bastante a lo largo de los ciclos climáticos.

Bosque Tropical Fresco de Penillanura Amazónica: El Bosque Tropical Fresco, hoy relictos en islas dispersas alrededor del mundo y las laderas orientales de los Andes, debía extenderse con bastante facilidad sobre los relieves cuaternario de los períodos glaciales. La Penillanura Amazónica debía estar cubierta de forma permanente de nieblas y nubes sobre los 18°C, extendiendo de forma bastante amplia la actual franja Andina y con ello poniendo en contacto a una multiplicidad de taxones que han evolucionado en este paisaje al menos cinco veces más tiempo que con el clima interglacial. El Bosque Tropical Fresco se expande por la llanura y se contrae en los períodos más cálidos.

Bosque Tropical Fresco del Megacono del Pastaza: El Bosque Fresco en el Megacono del Pastaza se encontraría en un complejo de colinas y vegas, mesas disectadas y barrancos, un relieve accidentado formado por sedimentos en forma de conglomerados y areniscas, donde este bosque fresco tendría más oportunidades para la diversidad ecológica. Los nacimientos de muchos ríos debían situarse en esta zona, donde los microclimas con tendencia al frío y la mayor humedad dotarían a la región del Megacono *sensu stricto* de mayor endemismo y biodiversidad.

Bosque Tropical Fresco del Frente de Erosión: Este paisaje puede ser el más dinámico de todo el área de estudio, sólo superado por los volcanes activos. La situación relativa del frente de erosión del megacono durante el Cuaternario ha variado mucho, retrocediendo a medida que el clima se fue calentando y produciéndose el rebote isostático. En esta situación, los procesos edáficos y de reocupación de las tierras reconvertidas desde una superficie bastante

llana a una compuesta por barrancos y laderas poco estables, debería haber sido una constante, ejemplo en el Oriente Cuaternario de paisaje con altas tasas de cambio. La extensión actual del Bosque Fresco se encuentra aún en esta región, por lo que este paisaje aún podría ser uno de las reservas desde las que se extendería, manteniendo los taxones o al menos el mismo tipo de vegetación durante todo el Cuaternario.

Bosque Tropical Fresco del Cutucú: Extendido por toda la cordillera del Cutucú, el Bosque Fresco se encontraría en una perfecta disposición de cubrir por completo la sierra, manteniendo una cubierta vegetal ininterrumpida hacia todos los puntos cardinales. Este Paisaje mantendría por lo tanto la diversidad a un lado y otro de la región Periandina.

Bosque Tropical Fresco de Mera y Upano: El Bosque Tropical Fresco de Mera y Upano quedaría establecido en la que sería aún más grande superficie llana de esta formación. Las tasas de cambio en la morfología del Pastaza y Upano, producido por el vulcanismo en el interior y el Sangay es muy grande entre los glaciales e interglaciales. La llegada masiva de sedimentos reconfiguraría el aspecto de las terrazas y produciría grandes cambios, arrasando en el ápice el bosque y produciendo nuevas tierras para el desarrollo de la vegetación. Este bosque típico quedaría fragmentado en los interglaciales.

Bosque Tropical Fresco del Napo: El conjunto de los valles y laderas que rodean el Levantamiento Napo se verían cubiertas de este tipo de vegetación, que sobre un sustrato de calizas y pizarras coronadas por volcanes muy activos encontraría con toda probabilidad entre los paisajes más diversos y capaces de generar variabilidad paisajística. La multiplicidad de pequeños valles, cada uno de los cuales tendría un carácter específico, produciría un gran endemismo. Es muy probable que los taxones más adecuados a este Bosque Tropical Fresco hubieran radiado de forma bastante espectacular debido a la compartimentación y al hecho de que se produciría el mayor ascenso altitudinal de este bioclima, poniéndose en contacto con la biota paramera.

Bosque Tropical Fresco de la Cordillera Oriental: Las laderas Orientales de los Andes hasta los 1700msnm incluirían los valles sobre incididos de carácter esquitoso y granítico,

con pendientes muy elevadas y características edáficas que le darían una forma única. Las temperaturas cada vez más frescas lo pondrían en contacto con paisaje de páramo, especialmente con el bosque nublado de altura.

Bosque Nublado del Cutucú: El Bosque Nublado paramero, que incluye una variedad de especies de árbol de papel (queñual, polylepis) podría haber quedado aislado en las cumbres de Cutucú, produciendo una isla donde se habrían refugiado algunos taxones superespecíficos, aún más variables en función de una edafización muy distinta a la que se podrían encontrar en la llanura. El bosque nublado del Cutucú podría haber incluido variaciones locales que desaparecieron al aumentar las temperaturas en el Holoceno.

Bosque Nublado del Napo: El Bosque nublado del Napo compartía con el del Cutucú cierto aislamiento, pero en este encontramos además del contexto calizo un carácter volcánico que le otorgaría con toda probabilidad una forma propia en un paisaje coronado por variaciones más parameras. Es probablemente uno de los paisajes más frescos y húmedos del Oriente glacial.

Bosque Nublado de la Cordillera Oriental: El Bosque Nublado en la Cordillera Oriental se encontraría adherido de forma muy recortada a los valles orientales de la Cordillera, en un sustrato esquitoso y granítico acompañado por un importante factor relativo al derretimiento de los glaciares superiores. La pendiente extremadamente pronunciada y lo incidido de los valles fluviales establecerían la existencia de pequeños paisajes locales específicos y compartimentados, que podrían haber sido muy diferentes a los de interior.

Bosque Nublado de Interior: En el cañón del Pastaza y los valles interiores el Bosque Nublado ascendería atravesando la cordillera y probablemente extendiéndose por el interior a modo de cubierta paramera boscosa. La importancia del cañón del Pastaza como puente para las especies de la Amazonía no debe ser subestimado, así como la barrera que podría suponer para los taxones parameros y de gran altitud. El bosque tendería a ser más seco cuanto más al interior, perdiendo poco a poco su caracterización de nublado para transformarse en páramos.

Páramo del Napo: La existencia de un Páramo herbáceo o arbustivo podría haber sido una

realidad en el Levantamiento Napo durante los periodos glaciales. Las cumbres volcánicas y no volcánicas, separadas de la Cordillera Real habrían tenido al menos un carácter frío y húmedo suficiente para ello, aunque la distribución de las especies sería muy dispersa, a modo de islas que habrían aumentado la especiación y el endemismo.

Páramo y Altopáramo del Este de la Cordillera Oriental: Estos dos paisajes habrían sido una estrecha franja de vegetación paramera extremadamente presionada por el frío desde mayor altitud, encerrada entre el hielo y los ambientes periglaciales y los valles recortados y de gran pendiente que asoman hacia Oriente desde la Cordillera, con muy poca conectividad con otros biomas de páramo, en contextos graníticos y esquistosos, sin componente volcánico pero expuestos a la dinámica de laderas y pendientes extremas. También se extiende por el cañón del Pastaza, estableciéndose como un ecotono entre las formas glaciales y los bosques amazónicos.

Páramo de Interior: Extendiéndose por todo el interior de la Depresión Interandina se habría encontrado lo que hoy día consideramos páramo: herbáceo, arbustivo o semiboscoso, en un contexto de sedimentos y derrubios volcánicos propios del interior de esta depresión. Es muy de notar el cambio de vegetación que el interior de la depresión habría tenido desde el máximo glacial, con el ascenso de todos los taxones más de 1000 metros. La edafización del sedimento volcánico del páramo en esta época tendría enormes consecuencias posteriormente, así como el establecimiento de las grandes masas sedimentarias que en la forma de megaderrumbes y avalanchas ocuparían este paisaje en las pulsaciones climáticas del final del Pleistoceno y el principio del Holoceno.

Altopáramo del Napo: Como una isla exenta de sus semejantes, el Altopáramo en el Levantamiento Napo podría haberse establecido en un contexto volcánico y calizo, aislado y posiblemente, efímero, ya que sólo en los momentos de más fríos podrían establecerse los procesos periglaciares característicos del Altopáramo.

Altopáramo Seco de Interior: Este paisaje del Altopáramo es una región seca y fría con una extensión mediana, del interior, con gran componente volcánico y sedimentario y muy poco

fluvial, cuyos límites podrían variar mucho en períodos muy cortos de tiempo. Se internaría en los valles interandinos, en contacto con los paisajes periglaciales del interior, más secos.

Volcánico del Napo: Este paisaje glacial sería el único paisaje Cuaternario en el que habría sido improbable el establecimiento de glaciares de magnitud apreciable. El conjunto volcánico del Napo en el UMG incluiría bosques tropicales frescos, bosques nublados y páramos cuya extensión variaría dinámicamente con las erupciones y el clima.

Volcánico glacial: Los paisajes volcánicos y glaciares propiamente dichos forman un conjunto heterogéneo de cumbres completamente cubiertas de hielo glacial, en algunos casos por cubiertas extremadamente gruesas cuya duración queda establecida tanto por las propias erupciones como por la desaparición de esta cubierta. En todo caso suponen agentes morfológicos de primer orden, cuyas erupciones o desintegraciones glaciares tienen importantes consecuencias geomorfológicas en los paisajes del interior de los Andes, así como en la dinámica de laderas y fluvial aguas abajo.

Superpáramo de Interior: Los componentes periglaciales durante el UMG estaban muy extendidos en el interior de la Depresión Andina, casi en un continuo espacial que no se produce en otro momento más que en los máximos glaciales. Las especies y los biomas característicos podrían haber circulado libremente por todo el conjunto Andino, reduciéndose progresivamente su área hasta la actualidad. Los fenómenos periglaciares impedirían el correcto desarrollo edáfico, y ciertas morfologías áridas podrían haberse establecido en las laderas más áridas.

Superpáramo del Napo: El Superpáramo más Oriental de todos los conocidos, y también el más efímero se encontraría en un contexto volcánico y calizo con características periglaciales y abundante precipitación. Completamente separado de la Cordillera y de los demás paisajes parameros, las formas de este superpáramo podrían haber diferido mucho de su contrapartida actual, e incluso de la Cordillera Real, debido a la separación física que se establece entre esta isla vegetacional y altitudinal y sus semejantes.

Superpáramo Oriental: el conjunto de laderas orientales y occidentales de la Cordillera Oriental puede considerarse como un paisaje Periglacial, estrecho en su franja de altitud, de pendientes muy pronunciadas sobre el contexto volcánico, granítico o esquistosos correspondiente a una altitud de 3200msnm

Glacial de Interior y Occidental: Los paisajes glaciales de interior durante el UMG debían ser netamente más secos que los orientales, con menor acumulación de nieve cuanto más al interior y las laderas estuvieran dirigidas al oeste. Sin embargo esto podría indicar solamente una acumulación más lenta de hielo y un avance más lento, aunque la masa glaciar fuera similar. Los paisajes glaciares Andinos sólo estarían separados los unos de los otros por la incisión producida en el Pastaza, lo que supone una continuidad que propondrían importantes condicionamientos a la biota Andina.

Glacial de la Cordillera Real: El glaciario y la cubierta glaciar de la Cordillera Oriental se supone con mayor cantidad de nieve. Glaciares de todo tipo acumularían más hielo y tendrían mucha mayor incidencia y movilidad en su orientación oriental deslizándose hacia el interior y el oriente incluso más abajo de los 3200msnm. La evidencia morfológica muestra cómo la acumulación mayor de la precipitación en forma de nieve se producía en las vertientes orientales, pero podía descender y producir coalescencia en el hielo, formando grandes masas incluso hacia el interior.

VI-3-2- El Paisaje Actual

La cartografía de las Unidades Naturales del Paisaje (Fig. 153), que incluyen las modificaciones humanas del mismo, pueden considerarse los instrumentos principales creados en esta tesis para presentar el estudio de la Región, de acuerdo a las delimitaciones epistemológicas incluidas en los dos primeros capítulos. En cierto modo, resultan el resumen cartográfico más adecuado para realizar valoraciones ambientales y proponer soluciones a los problemas encontrados.



Fig. 152: Geomorfología en San Juan. El probable arco morrénico (2) de San Juan (1) se confunde con los cultivos (3), los cauces sobreincididos y sedimentados holocenos (4, 5) las avalanchas y megaavalanchas de escombros Cuaternarias (6), producto del derrumbe parcial en sucesivos derrumbes del edificio del Chimborazo y coincidentes con los ciclos de glaciación-deglaciación.

La descripción de las Unidades del Paisaje tiene en cuenta la escala a la que se está realizando el presente estudio. Es por ello que las unidades que hemos definidos serán Unidades Superiores de Paisajes Naturales, sobre las cuales se podrían realizar múltiples subdivisiones. Representan muy bien las cualidades naturales y antrópicas de áreas amplias y son muy adecuadas para proponer áreas de valor ambiental, ya sea real y potencial. Con la superposición de la cartografía de los factores humanos se pueden delimitar áreas naturales

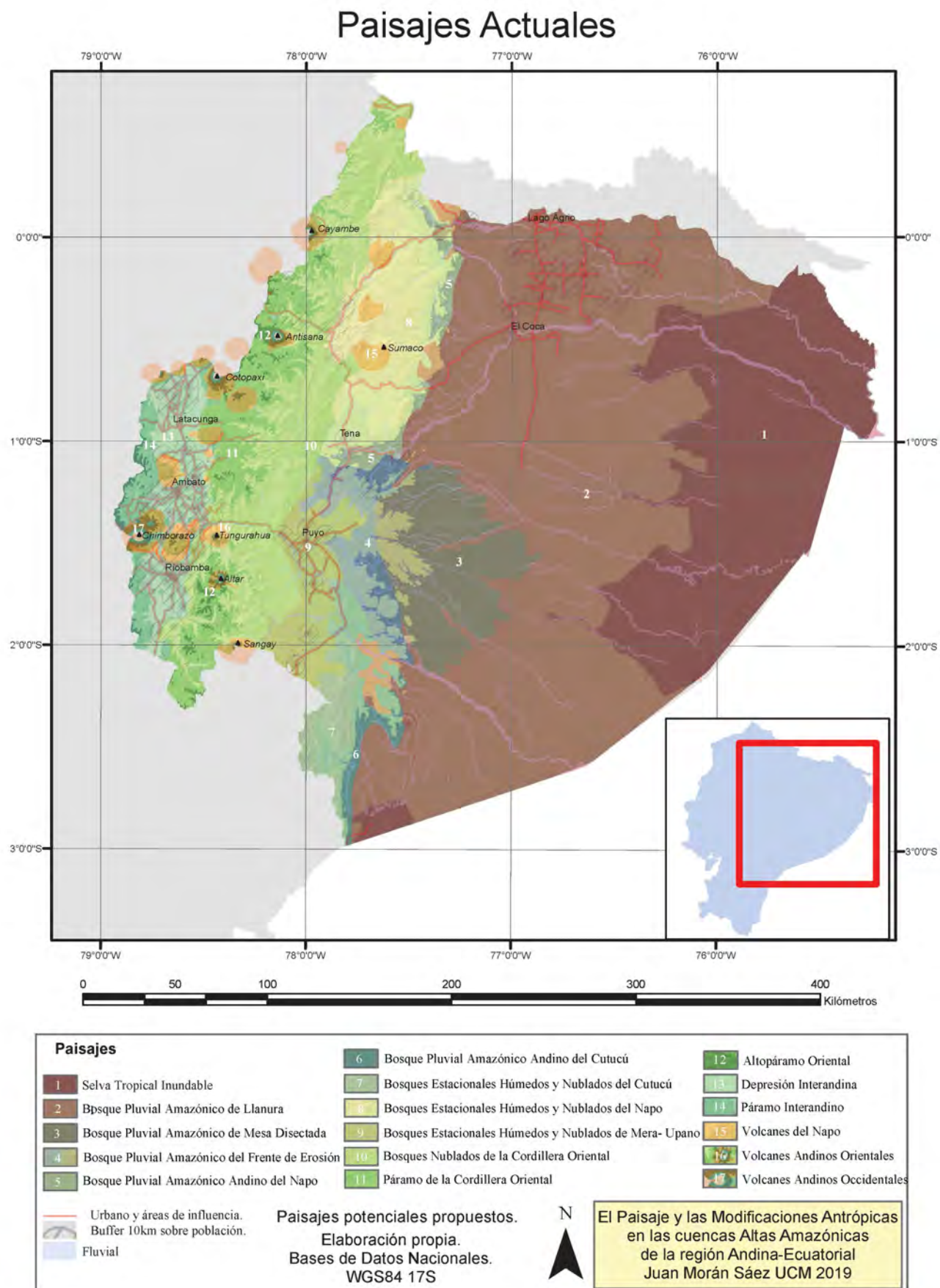
que necesiten protección, sean aptas para el asentamiento humano o susceptibles a los peligros o riesgos naturales o antrópicos.

Resulta adecuado no interpretar los límites ofrecidos en la cartografía como una verdad absoluta, ya que nos hemos referido a ecotonos potenciales; muchas de las unidades bioclimáticas aún se encuentran adaptándose a los ciclos climáticos del Holoceno, y la actividad humana ha podido modificar estas áreas de formas que resultan aún hoy día poco conocidas.

VI-3-2-1- Unidades Superiores de Paisajes Naturales

Las Unidades Superiores de Paisajes Naturales que presentamos a continuación combinan las unidades fisiográficas y bioclimatológicas, añadiendo los elementos antrópicos y otros factores prevalentes, como la distribución de los bosques húmedos y la enorme heterogeneidad que los describe en sus delimitaciones actuales. La descripción también incluye una multiplicidad de fuentes que relacionan el cambio climático y la actividad antrópica en los últimos 25 años (Josse, C. et al. 2009), (Anderson, E.P. et al. 2011). Han sido reunidas en las siguientes Unidades del Paisaje representadas en la cartografía, y se describen a continuación. Los bosques estacionales, húmedos y nublados han sido reunidos en conjuntos mayores debido a su similitud y dificultad para delimitarlos altitudinalmente en un entorno tan granular. Se describen como unidades espaciales del Napo, Cutucú, Mera-Upano y Amazónico Andinos, en conjunto como los llamados “bosques frescos tropicales”, o ecuatoriales en este caso.

Los paisajes del área de estudio pueden agruparse en Paisajes Amazónicos, Paisajes Periandinos y Paisajes Andinos.



VI-3-2-1-A- Paisajes Amazónicos

Las seis unidades principales de paisajes amazónicos son la Selva Tropical Inundable, el Bosque Pluvial Amazónico de Llanura, Bosque Pluvial Amazónico de Mesa Disectada, Bosque Pluvial Amazónico y Amazónico Andino del Frente de Erosión, Bosque Pluvial Amazónico Andino del Napo y Bosque Pluvial Amazónico Andino del Cutucú.

Selva Tropical Inundable: La Selva Tropical Inundable, o Bosque Pluvial inundable es un paisaje determinado por una baja altitud, por debajo de los 200msnm, extendiéndose , hacia el Oriente a lo largo de las vías fluviales bajas del Napo, Aguarico, Tiputini, Nashiño, Cononaco, Curaray y Conambo. Las temperaturas son altas y constantes, las precipitaciones muy elevadas y los pantanales son la norma. El sustrato es arcilloso y fluvial. Las comunidades humanas son extremadamente pequeñas y aisladas, con una mínima infraestructura. Las vías fluviales, como el río Napo, son utilizadas como vías de comunicación. La industria petrolera ha producido en el último medio siglo importantes alteraciones, entre las que destacan la herencia de pasivos ambientales (piscinas, pozos abandonados, derrames) y carreteras abiertas que fragmentan los hábitats. Este paisaje de interior y sus límites con el bosque pluvial *sensu stricto* son una de las áreas de la Tierra con mayor biodiversidad y en ella se han ocultado los grupos aislados de tagaeri-taromenane. La selva Tropical Inundable es dinámicamente inestable, y su extensión varía en función de los ciclos geomorfológicos y climáticos del Cuaternario. Durante el Holoceno se ha observado un aumento de la temperatura de las aguas, un aumento del producto sedimentario y la potencialidad erosiva. También se ha comprobado el aumento de la dinámica fluvial, de los deslizamientos de tierras y la erosión. Los estudios relacionados han previsto un ascenso de 2-3°C en la temperatura, la progresiva contaminación y degradación de sus hábitats y el más que probable aumento de la carga sedimentaria debido a los lavados en los entornos agrícolas en expansión en las cuencas altas (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011).

Bosque Pluvial Amazónico de Llanura: El Bosque Pluvial Amazónico es el bioma con mayor complejidad de todos los analizados. Su establecimiento en los márgenes fluviales del

Amazonas hunde sus raíces hace más de 50Ma y la movilización del área que cubre durante los diferentes ciclos climáticos Cuaternarios sigue siendo objeto de debate. En la actualidad está situado en un amplia área que se encuentra potencialmente por debajo de los 500msnm, con abundante precipitaciones y temperaturas siempre superiores a los 18-20°C, apenas oscilación térmica y un sustrato arcilloso-aluvial y suelos típicos selváticos. La antropización de la mitad Norte del área de estudio es muy superior a la del Sur. En el Norte se encuentran los principales núcleos urbanos, población e infraestructuras: el petróleo y la actividad agroforestal Industrial compiten con el bosque primario, fragmentando el hábitat y arrasando en buena medida con las características que lo convierten en el bioma único que es.



Fig. 154: Ciudad del Milenio de Pañacocha. El estancamiento del desarrollo planificado y el fracaso anunciado de las medidas de cambio de la matriz productiva no impide a los sucesivos gobiernos realizar importantes inversiones en infraestructuras como medida propagandística de una vida urbana y desarrollada. En la foto la Ciudad del Milenio de Pañacocha, construida en 2013 evidenció que el plan para construir 200 más fracasaría. Incluye casi 100 viviendas multifamiliares, un enorme mercado, canchas, Unidad de Policía y un gran complejo educativo. El costo declarado de este desarrollo en mitad de la selva fue de 15 millones USD. En la actualidad se encuentra semiabandonado. Foto: Gobierno de la República, 2013



Fig. 155: Deforestación en Orellana. La extracción petrolera, la industria maderera y sobre todo los cultivos evidencian su avance al Norte de El Coca entre 1986 y 2016 (Google Earth Pro)

El Bosque Pluvial es famoso por la homogeneidad de su heterogeneidad vegetal, animal. En este área se encuentran una pléyade de comunidades indígenas, muchas de las cuales ni siquiera están censadas. El Sur es un desierto poblacional y se encuentra en un estado prácticamente virgen. Durante el Holoceno se ha producido un moderado aumento de la temperatura y en el último medio siglo se han visto cambios en el balance hídrico y una estacionalidad más marcada, con un ligero aumento de las precipitaciones. En el Norte se seguirá acelerando la presión antrópica basada sobre todo en la agricultura extensiva y la

industria petrolera, mientras que al Sur y Este es probable el comienzo de la actividad petrolera en los próximos años, desafiando la pureza de estos paisajes. La agricultura del Norte de este área ya ha producido la tan temida compactación y sabanización edáfica, con lo que el traslado de especies y la transformación del hábitat es un hecho. Al Sur estos procesos aún no se han producido. En los próximos años será muy fácil observar en los bosques pluviales el ascenso en las temperaturas y modificaciones en los patrones y dinámicas de precipitación. Se producirá una mayor deforestación y fragmentación de los hábitats, seguidas de extinciones más acusadas que en la actualidad.

Bosque Pluvial Amazónico de Mesa Disectada: Sobre el megacono del Pastaza y sus cuencas subsidiarias el Bosque Pluvial se desarrolla en un contexto de lomas y vaguadas, con una antropización ligera, donde los ríos son más dinámicos pero aún meandrizados. Este paisaje contiene abundantes taxones Andinos y su caracterización biológica es aún laxa. El sustrato es de areniscas, conglomerados y volcanoclastos en la zona alta, y areniscas, lutitas y arcillas en las bajas. El régimen fluvial propone una tasa de cambio bastante importante. Las precipitaciones son mucho más abundantes y las temperaturas tienden a ser ligeramente más frescas que en la llanura. La contaminación de los cauces y la tendencia al ingreso de vías lastradas para la explotación maderera suponen los riesgos más evidentes para este paisaje, además de los ya referidos a la llanura.

Bosque Pluvial Amazónico y Amazónico Andino del Frente de Erosión: Se extiende sobre una ladera con una caída de casi 500m hacia la llanura oriental, con enorme importancia de los taxones Andinos. En el Frente de Erosión del Megacono el clima es más fresco y las precipitaciones son máximas, llegando a los 4500mm. Se han producido las mayores tasas de cambio en los suelos debido a la erosión, y la escabrosidad del relieve ha moderado la antropización. Se ha producido una fuerte presencia de la dinámica de laderas, con una furiosa dinámica fluvial. El contexto es de arcillas, areniscas y lignitos miocenos de la Formación Arajuno. Aquí son elevadas las tasas de levantamiento isostático.

Bosque Pluvial Amazónico Andino del Napo: El Paisaje pluvial oriental del Levantamiento Napo unifica los taxones andinos retraídos de la Amazonía desde el UMG, sobre un contexto

de calizas negras, lutitas y areniscas. Se encuentra moderadamente intervenido pero la presión de las vías de comunicación que se dirigen hacia el Norte antropizado de la Amazonía es cada vez mayor, rodeando y fragmentando el paisaje. Es un área de enorme importancia biológica, en especial para los animales que se refugian como taxones Amazónicos y andinos, y convirtiéndose en un corredor biológico Periandino.

Bosque Pluvial Amazónico Andino del Cutucú: El Bosque Pluvial Amazónico del Cutucú se sitúa en el borde de esta Sierra, en un contexto de calizas y areniscas con una combinación seriada de rocas que pueden llegar a ser granitos y esquistos. Aislado de otros bosques pluviales Amazónicos Andinos, es probable que contenga abundantes especies endémicas, relictas y radiadas desde la distribución mucho mayor de los bosques frescos del Cuaternario. Las temperaturas son altas aunque tienden a la frescura. Las precipitaciones son también altas, aunque reducidas con respecto a la región al Norte. A pesar de encontrar una ligera antropización, se prevén futuros cambios en el futuro, debido sobre todo a la minería y la ganadería que ya se están estableciendo.

VI-3-2-1-B- Paisajes Periandinos

Los paisajes Periandinos incluyen los bosques húmedos y nublados que se sitúan en el Cutucú, el Levantamiento Napo, la superficie MeraUpano y el Este de la Cordillera Oriental. Para los paisajes Periandinos puede considerarse de forma general que se producirán cambios en los regímenes de precipitación, migración hacia arriba de especies pioneras, deslizamientos de tierras y una erosión incrementada, tal y como se viene produciendo durante el Holoceno. El ascenso de 2-3°C en la temperatura media anual será acelerado, con un incremento de la precipitación anual de hasta 400-500mm más y de la intensidad de las tormentas. Se ha pronosticado el incremento de la tasa de crecimiento de los árboles, pero también de los asentamientos humanos, la expansión de la agricultura y el pastoreo y el incremento de los incendios asociados.

Los Bosques Tropicales Frescos pueden dividirse de forma tradicional en estacionales, húmedos y nublados, en función de la precipitación y la altitud a la que se encuentran.

Bosques Estacionales Húmedo y Nublado del Cutucú: En el contexto estructural del Cutucú se desarrollan una serie de bosques frescos tropicales cuya extensión se desarrolla a partir de los típicos bosques tropicales frescos de período glacial. El sustrato rocoso de las formaciones resulta muy heterogéneo (calizas, lutitas, sedimentos). Este paisaje no está muy antropizado, a excepción de sus laderas occidentales y el inicial pero progresivo establecimiento de la ganadería y la minería.

Bosques Estacionales Húmedo y Nublado del Napo: Al contexto de calizas, arcillas y lutitas se le añaden los componentes volcánicos en el Levantamiento Napo, con bosques muy húmedos y relativamente frescos desarrollados como parte del conjunto de bosques tropicales frescos. La fragmentación de los hábitats relacionados se ha intentado diluir mediante la creación de zonas protegidas que pretenden acotar estos paisajes de laderas muy pronunciadas donde la biodiversidad es tan grande y se encuentra relacionada por igual modo con la Amazonía y los Andes.

Bosques Nublados y Húmedos de Mera-Upano: El Bosque Tropical Fresco del Escalón Preandino se encuentra bastante antropizado, ya que fue el primero de los biomas con forma Amazónica en el que ingresó el ser humano. Las ciudades de Shell, El Tena y El Puyo se encuentran sobre la superficie moderadamente plana, con un contexto de terrazas, conglomerados, y derrubios. Este bosque asciende y desciende en función de los cambios cíclicos del clima cuaternario, arrastrando los taxones de la llanura y las montañas. Las tasas de cambio de la vegetación y el suelo a lo largo de estos ciclos han debido ser enormes, ya que el canal del Pastaza y el Sangay proporcionan todo el material con el que se forma esta llanura en el Cuaternario. Los ríos son anastomosados y las avulsiones, incisiones secundarias y capturas de cauces son extremadamente comunes, incluso a escala humana. Los cambios en los regímenes fluviales y sedimentarios que de seguro se producirán durante un brusco cambio climático proponen un escenario futuro donde la dinámica fluvial tendrá cada vez más prevalencia. La antropización de estos cauces resulta evidente, con represamientos y usos agrícolas cada vez más grandes y ambiciosos.

Bosque Estacional/Nublado de la Cordillera Oriental: El Bosque estacionalmente nublado

de la Cordillera Oriental pone en contacto los biomas Andinos con los Amazónicos, habiendo ascendido altitudinalmente a medida que subían las temperaturas. Este bosque situado al Este de la Cordillera es aún muy húmedo y no tan fresco como los bosques nublados de interior, pero señala una franja Andina con un margen claro que la separa de la llanura. El sustrato es granítico y esquistoso, con facilidad para encontrar sedimento volcánico y abundantes movimientos de ladera. Los cultivos Andinos comienzan a estar presentes y estos bosques han sufrido ya la antropización, aunque sea marginalmente.

VI-3-2-1-C- Paisajes Andinos

En los paisajes Andinos ya se han producido un aumento generalizado de temperaturas y de la insolación que resultan fundamentales para la vegetación de altura. Se han observado pérdidas severas de hábitats y altos riesgos de extinción en todos los Paisajes Andinos, así como la migración ascendente de especies desde zonas de menor altitud (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011).

Bosque Nublado de la Cordillera Oriental y Andino: El bosque Nublado paramero conocido como ceja o franja Andina propone un paisaje antropizado y común, que ha sido gravemente dañado y transformado. Las temperaturas frescas y las precipitaciones moderadas dan como resultado unos suelos de gran profundidad edáfica cuyas cualidades han sido ampliamente utilizadas para la agricultura y la ganadería. Regionalmente se han producido cambios en los regímenes de precipitación durante el Holoceno. A medida que las temperaturas aumentan, del mismo modo se produce el movimiento ascendente del cinturón de condensación. La reducción de la cobertura nubosa y el aumento de la insolación con el aumento de las temperaturas parecen evidentes en el futuro próximo. El cambio climático antropogénico y las modificaciones bioclimáticas en estas franjas Andinas boscosas son muy afectadas por los cambios en la estacionalidad. El establecimiento de la frontera agrícola y la migración de los asentamientos hacia arriba en altura empujarían en un contexto en el que aumentarían los eventos extremos como sequías e inundaciones. En la actualidad estos paisajes están afectados por el aumento de la erosión y los deslizamientos de tierras en laderas escarpadas, por la fragmentación de los hábitats y la habitación humana. En el futuro más

próximo se producirán cambios en la proporción de precipitaciones horizontales y verticales. Los bosques nublados de interior son los más sensibles a las modificaciones en las temperaturas, por lo que disminuirán las especies sensibles al calor y la sequía (anfibios, epífitas) y las especies endémicas. La actividad humana reduce la estabilidad de los taludes mientras aumentan los asentamientos humanos y se expande la agricultura y el pastoreo con el consiguiente aumento del riesgo de incendios.

Páramo de la Cordillera Oriental: El Páramo Andino herbáceo o arbustivo compuesto por pajonales y achupallales se encuentra fracturado por el cañón del Pastaza en Norte y Sur en la Cordillera Oriental. Toda la franja Andina hasta su altitud se encuentra ampliamente antropizada. El sustrato granítico y esquistoso se encuentra cubierto por los sedimentos volcánicos, cuyo contexto omnipresente hace de fondo cromático para los páramos. En la actualidad se está produciendo el ascenso del límite inferior de precipitación sólida y de la frecuencia e intensidad de las lluvias, con mayor estacionalidad y torrencialidad. La más que posible sobre saturación de agua en los suelos, produce una mayor lixiviación de nutrientes y erosión. Ya se ha comprobado el aumento de la carga de sedimentos y el aumento de la insolación por disminución de la cobertura nubosa. Las especies, plagas y enfermedades de altitudes bajas podrían establecerse en el Páramo. La alternancia de lluvias intensas y períodos secos como consecuencia del desequilibrio en el balance hídrico produce estrés de la vegetación y el regadío agrícola deberá adaptarse a la situación. Durante el presente siglo se ha pronosticado un ascenso de 3-4°C en la temperatura (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011).

Altopáramo de la Cordillera Oriental: El Paisaje de Altopáramo Oriental es más húmedo y está menos antropizado que los occidentales. Rodea y se extiende por y entorno a los grandes nevados Andinos Orientales: Sangay, Altar, Cotopaxi, Antisana y Cayambe, dejando a la vista morfologías glaciares relictas a las que sucedieron. El sustrato rocoso es ígneo o plutónico (granítico), cubierto en todo caso por enormes capas de piroclastos. El delicado balance hídrico de los Páramos de altura se está viendo modificado por la acción humana y ya se observa el aumento del límite inferior de precipitación normal en sustitución de la lluvia horizontal. Las especies del páramo tienden a ascender y migrar colonizando hacia arriba en

altitud. Debido al aumento de la insolación se han encontrado quemaduras epidérmicas en la vegetación. Los cambios en la abundancia y las respuestas de las especies y su movimiento asociado a las temperaturas se combina con la presión del ascenso del cultivo y el pastoreo. Se pronostica este siglo el ascenso de 3-4°C en la temperatura (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011), con un ligero aumento de las precipitaciones, (variable en toda la región) cambios en el balance hídrico y la estacionalidad y un mayor incremento de la insolación. El área de hábitat disminuye al ascender las temperaturas, así como disminuye en la diversidad, interacción y abundancia de las especies, con un aumento de la amenaza y extinciones que lleva a la desaparición de especies bioindicadoras.

Depresión Interandina Altamente Antropizada: La depresión interandina, que una vez estuviera cubierta de bosques parameros es uno de los paisajes más reconocibles de los Andes ecuatorianos. En su interior se encuentran las mayores infraestructuras y ciudades: Riobamba, Ambato, Latacunga, en algunos casos auténticos continuos urbanos en un paisaje rural. La práctica totalidad de la depresión se encuentra antropizada de un modo u otro, extendiéndose los cultivos y la ganadería, e incluso las industrias mineras y extractivas. La amplia edafización producto de un clima suave y húmedo ha dado lugar a una economía agrícola y forestal que podría confundirse con facilidad con la ejercida en países con un nivel de desarrollo mayor. La mecanización sin embargo sigue sin producirse por completo, debido en parte a las pendientes del relieve (con cultivos más allá de los 45°) y la pobreza de muchos de los agricultores. El sustrato sedimentario y de piroclastos incluye derrumbes y grandes superficies volcánicas que cubren morfologías periglaciales relictas. En esta región y en el páramo que lo rodea (a continuación) se producen cambios en los regímenes de precipitación, con aumentos o disminuciones según el área; cambios en la estacionalidad, especialmente al inicio de las estaciones y un aumento de la heterogeneidad de las condiciones climáticas. La dinámica bioclimática y edáfica señala una reducción de la productividad agrícola y el aumento de la incidencia de enfermedades vegetales. Durante este siglo se ha previsto el ascenso de 3-4,5°C en la temperatura y un aumento moderado de las precipitaciones en los valles más bajos (Vimeaux, F. et al. 2009), (Hoorn, C. & Wesselingh F. P. 2010), (Herzog, S.K. et al. 2011), (Jürgen, E., et al. 2011). El pronosticado aumento del déficit hídrico por la

presión agrícola y poblacional conduce a una reducción de la producción agrícola y a una mayor dependencia del agua de riego, así como a la expansión de los desarrollos de infraestructuras y los efectos adversos relativos a la expansión humana, como los incendios.

Páramo de la Depresión Interandina y Occidental: El Páramo altamente antropizado por la agricultura y la ganadería que sobrevive en la Depresión Andina ha sufrido la intervención humana desde hace milenios. El paisaje correspondiente al Páramo interior y occidental se encuentra separado del de la Cordillera Oriental y presenta características propias que se ha desarrollado durante el Holoceno en respuesta al forzamiento ambiental producido por el ser humano. El sustrato rocoso es completamente volcánico: andesitas, riolitas, piroclastos, depósitos laháricos y flujos de lavas que son cubiertos por inceptisoles e histosoles de enorme potencia. El páramo occidental es menos húmedo pero sufre de muchas más interacciones agrícolas y ganaderas hasta los 3800msnm, con un progresivo aumento de la amenaza de las actividades humanas.



Fig. 156: Páramo Antropizado. Páramo del Carihuaizao a 4000msnm. La franja herbácea del Páramo se encuentra mucho más extendida que su potencial extensión bioclimática debido a la actividad antrópica, que ha hecho avanzar el herbazal sustituyendo el bosque autóctono. En muchos casos el páramo no puede distinguirse de los prados ganaderos. En estos casos los bosques de Polypelis y otros árboles autóctonos están completamente ausentes debido a la actividad antrópica que se ha llevado a cabo en ellos desde hace miles de años. Foto: Patrick Reuter, 2018.

Edificios volcánicos del Napo: El Levantamiento Napo contiene tres grandes edificios volcánicos de características Amazónicas: Sumaco, Pan de Azúcar y Reventador, que se proyectan al Oriente sin caracterizaciones parameras. De gran humedad y altas temperaturas, estos activos volcanes pueden ser observados desde el Oriente Amazónico y conforman un paisaje único. A pesar de encontrarse protegidos, la presión antrópica y la fragmentación del hábitat son problemas a los que hacen frente estas cumbres, cuyas laderas testimonian una dinámica bastante activa a pesar de encontrarse en biostasia.

Edificios Volcánicos Andinos Orientales: El conjunto paisajístico discontinuo de los Edificios Volcánicos Andinos Orientales representa los nevados más húmedos y cubiertos de nieve. Aunque las temperaturas en ascenso del Holoceno han desmantelado el glaciario al interior casi por completo, estos volcanes mantienen cubiertas de hielo: el glaciario y periglaciario, los Altopáramos y las abundantes zonas de protección dan cuenta de la enorme diversidad paisajística y biológica de estos gigantes Andinos. La progresiva y en ocasiones acelerada desaparición de las cubiertas glaciares señala los enormes riesgos geomorfológicos que entrañan las actividades a sus faldas. Muchos de ellos son productores de la humedad necesaria para la creación de cubiertas boscosas parameras y bosques nublados de relativa extensión, además de aportar agua de riego y consumo a grandes comunidades humanas que dependen de sus paisajes para sobrevivir. La ganadería de altura, la fragmentación, el deshielo y últimamente la creación de infraestructuras y la minería avanzan en la degradación de estos paisajes.

Edificios Volcánicos Andinos Occidentales: El paisaje de los volcanes Occidentales es el más seco de todos. Además de Altopáramo y Superpáramo Periglacial, encontraremos contextos áridos eolizados: las dunas y los bancos de arena son comunes en las laderas occidentales del Chimborazo. El Chimborazo y el Carihuaiazo representan este paisaje típico, donde el glaciario aún está presente; en el resto de nevados occidentales el hielo ha sido completamente evaporado y no se mantienen las estructuras glaciares. Frente al cambio climático Holoceno y antropogénico, corren grave riesgo de desaparecer en un período muy corto, elevando los paisajes parameros, creando islas aisladas y fragmentando los hábitats no sólo con ello, sino también debido a la presión de las infraestructuras y el turismo. La

desestabilización de las laderas por la pérdida de masa de hielo podría provocar grandes eventos con consecuencias imprevisibles para la actividad humana.

VI-3-2-2- Unidades singulares

Reunir en dos docenas de paisajes el conjunto del área de estudio no es una tarea fácil. Quedan siempre en el tintero paisajes singulares que hemos incluido entre las Unidades Superiores de Paisajes Naturales, con las que suelen compartir las amenazas producidas por el cambio climático y bioclimático, pero poseen un carácter propio y diferenciado. Destacan:

Macizo Abitagua: representa un batolito granítico en sentido N-S que se extiende al Oriente de la sección Norte de la Cordillera Real. Conforman una auténtica cordillera Preandina justo detrás del Escalón Andino, registrando enorme precipitación y suponiendo el primer obstáculo para la biota y el empuje de los vientos Amazónicos. Por ello mantiene unas características propias dentro de la Cordillera Oriental. Es atravesado por el cañón del Pastaza, donde termina ocultándose y presenta el ápice del Megacono.

El Cañón del Pastaza: El Cañón del Pastaza es uno de los paisajes más importantes de Ecuador. El descenso desde la Depresión Interandina, rodeado de conos volcánicos comienza en el Puente de las Juntas, en el propio nacimiento del Pastaza. Desde ahí atraviesa varios biomas de bosque húmedo, transformándose las temperaturas desde las propias del Páramo de interior hasta los bosques tropicales frescos de su desembocadura. La diferencia de precipitación y temperatura en sus apenas 40Km es muy profunda y presenta una variabilidad en la vegetación. El cañón del Pastaza es un embudo de la precipitación y el sedimento, y corta los macizos graníticos y volcánicos con una simpleza aterradora, cuajando sus laderas de la mayor colección de cascadas, y formas fluviales de cabecera y de ladera de todo el Ecuador. El cañón del Pastaza supone la principal avenida por la cual la Amazonía y el interior Andino se encuentran, suponiendo una joya ecológica sobre la que penden una multitud de peligros, en especial por la creación de infraestructuras: carreteras, turismo, extractivismo, ganadería y agricultura, pero también por la inestabilidad bioclimática, la desestabilización de las laderas, la dinámica fluvial de cabecera o el activo vulcanismo de los

volcanes de su cuenca.

Deslizamientos y megadepósitos: Los enormes deslizamientos cuaternarios producidos por los grandes Nevados Andinos (Cotopaxi, Altar, Tungurahua, Sangay, Chimborazo) generan en los Andes unas formas del relieve que se superpone a su caracterización biológica y antrópica, presentando una singularidad paisajística que merece nombrarse. De este modo y como ejemplo, el Paisaje producido por los derrumbes cuaternarios del Chimborazo resulta increíble y difícil de cuantificar, imposible de entender para sus habitantes y unas formas del relieve de carácter regional con una impronta sedimentaria que atraviesa los milenios.

Humedales Altoandinos: Los Humedales que se encuentran en las altas regiones de los Andes, especialmente en el Altopáramo suponen unos de los paisajes más interesantes. En su mayoría no están especialmente llenos de vida y su utilización como basureros en las regiones antropizadas los han convertido más en un problema al que hacer frente. Las lagunas de Ozogoché, la laguna de Colta, la Laguna Amarilla y una pléyade de lagunas menores generan un paisaje onírico, de carácter proglaciar. Los habitantes de sus orillas no conocen su origen y la actividad humana degrada y deseca en muchas ocasiones estos humedales hasta destruir su capacidad para albergar vida. Las lagunas más expuestas a la dinámica de laderas son además un peligro geomorfológico, tanto más arriesgado cuanto mayor es la presión antrópica en sus cercanías. El aumento de la temperatura y los cambios en el balance hídrico, así como el uso desmedido de sus aguas -incluso el drenado- ha provocado la disminución del nivel de los lagos y el secado de las turberas. La extinción de los endemismos locales es un triste hecho sin visos de moderarse. La progresiva desaparición de estos humedales produce y producirá la alteración de los regímenes hidrológicos y de la carga de sedimentos. La eutrofización, disminución del oxígeno y aumento de la salinidad en los lagos es también un hecho que avanza sin oposición, así como la pronosticada disminución del almacenamiento de carbono en los pantanos.

Estas serían las unidades Superiores de Paisajes Naturales propuestas para la actualidad. Se trataría de los paisajes que estarían siendo transformados o modificados tanto por los propios procesos o causas naturales como, y en especial, por las actividades humanas.

VI-3-3- Diagnóstico y resultados

El ser humano modifica el ambiente en el que se encuentra, de forma voluntaria e involuntaria. Voluntariamente se modifica la superficie de la Tierra con la agricultura, la ganadería, la agroforestería, la industria extractiva o hidráulica, la construcción de infraestructuras y el aumento de la extensión urbana. Estos procesos generan contaminación y pasivos ambientales que se añaden a la modificación ambiental. El ser humano puede influir en las tendencias climáticas naturales de forma involuntaria. El clima es el agente modelador del relieve y los ecosistemas. La mayor influencia sobre los ecosistemas y el relieve se produce debido a los forzamientos medioambientales voluntarios e involuntarios. Por ello las modificaciones antrópicas deberían diferenciarse denominándose “cambio bioclimático antrópico o forzamientos bioclimáticos antropogénicos”, en contraposición a los forzamientos de las tendencias climáticas.

El ser humano y la biota se han adaptado a las dinámicas geomorfológicas y climáticas. El bienestar de las sociedades está unido al funcionamiento de los ecosistemas durante la última parte del Holoceno. La variabilidad climática natural sobrepasa los umbrales documentados, aunque estos no se van muy atrás en el tiempo. La tendencia general al calentamiento y las consecuencias que esta tendencia produce en los ecosistemas y sociedades es un tema que debería preocupar, así como las modificaciones que se han ido realizando a la dinámica bioclimática. El calentamiento en los Andes Tropicales aumenta con la altitud y no es lineal, como no lo fue el enfriamiento durante el UMG. Desde el fin de la PEH se han producido variaciones climáticas decenales en 1850, 1910, 1940, 1970 y 2000, además de importantes modificaciones en la frecuencia e intensidad del fenómeno ENOS y los desplazamientos interanuales de la ZCIT vinculados a la TSM (Veblen, T.T. et al. 2007), (Anderson, E.P. et al. 2011). Los ecosistemas Andino-Amazónicos son vulnerables de forma diferenciada: la variación de las temperaturas en el páramo, la humedad ambiental en el bosque nublado, la retención y precipitación en los humedales, la precipitación y la temperatura y el gradiente térmico en los glaciares y turberas. Para todos los ecosistemas y la selva, las transformaciones espaciales de los ecosistemas y la fragmentación y destrucción del hábitat conducen a la desaparición o migración de las especies (Anderson, E.P. et al. 2011).

Los paleoestudios que se llevan realizando desde los años 90 demuestran que la tendencia climática de los Andes Tropicales y la Amazonía Periandina está alejada de los patrones del Holoceno (Tiessen, H. et al. 2011). Existe una tendencia mundial al incremento de las temperaturas máximas y mínimas, con el ritmo acelerándose durante los últimos 25 años. Las tendencias en la precipitación no son conclusivas: si el calentamiento fuera exclusivo de otras consideraciones la tendencia sería al aumento de las precipitaciones y eventos y procesos extremos. Sin embargo, la modificación realizada sobre la vegetación y que empuja a la desertización trastoca esta dinámica natural. Esto puede visualizarse al comparar la potencialidad bioclimática con la actual vegetación. El desprecio por la naturaleza, la actitud depredadora y la contaminación que el ser humano ha mantenido y generado, la falta de consideración ambiental y el poco interés mostrado por las autoridades son factores que han ido llevando al sistema biológico terrestre a un desastre bioclimático sin precedentes en el Cuaternario, cuyas consecuencias en el Occidente de Amazonas y los Andes ecuatoriales son perfectamente visibles y extrapolables. Como hemos visto, la dinámica natural del clima Holoceno muestra una tendencia al calentamiento generalizada.

Han existido problemas para determinar el aumento de la temperatura en las modelizaciones. Existen estudios en Ecuador que si bien han conseguido establecer el aumento de temperaturas de los últimos 30 años, no establecen relaciones espaciales ni geográficas, y en muy pocas ocasiones valoran estos datos desde una perspectiva holística. Esto quiere decir que se ignora el análisis de las estaciones y su entorno, los efectos de la isla de calor y otras consideraciones de gran importancia a la hora de establecer las tendencias. En todo caso, los estudios relacionados han propuesto aumentos más acelerados cuanto mayor es la altitud y menores las precipitaciones. Mark y Seltzer establecieron un aumento de $0.036^{\circ}\text{C/año}$ para Perú en el período 1951-1999 (Mark B.G. & Seltzer, G.O. 2005). Vuille encontró un aumento generalizado en las temperaturas desde 1939 a 2006 de al menos $0,01^{\circ}\text{C/año}$ (Vuille et al, 2008). Falvey y Garreaud tomaron como base los datos disponibles de la Cordillera Blanca entre 1976-2006, para un aumento que parece acelerarse, sobre $0,025^{\circ}\text{C/año}$ (Falvey, M. & Garreaud, R.D., 2009). Para el Ecuador los estudios más recientes, como el de García-Garizábal, establecen un aumento de la temperatura de la costa Sur de Ecuador en $0,038^{\circ}\text{C/año}$ para el período 1982-2011 (García-Garizábal, I. et al. 2017). Se ha proyectado para el período 2000-2100 en este área un aumento de la temperatura media anual de entre 2 y 4°C ,

pero existen pocos estudios fiables de las tendencias. En los Andes septentrionales aumentó 0.8°C durante el SXX. Entre 1961 y 1990 aumentó en +0,11°C; entre 1975 y 2000 el aumento fue de +0,34°C. La tendencia al calentamiento es más intensa cuanto mayor es la altitud y la aridez. La mayoría de los glaciares tropicales se han reducido de forma trágica con promedios en aumento desde 1970 (Marengo, J.A. 2011). En los Valles Interandinos de Ecuador se determinó un aumento de +0,12°C entre 1905 y 2005 y de +0,22 en el período 1980-2005, mientras que en la precipitación no se han encontrado tendencias dignas de estudio más allá de la predisposición continental hacia la aridez desde mediados de 1970 (Villacís, M. 2008). Los estudios que vinculan el aumento de la temperatura y la disminución de las precipitaciones provenientes del Atlántico desde 1970 con la reducción de los glaciares son muchos y muy detallados, pero no están completados en su mayoría.

Los cálculos de las tendencias que realizamos para nuestro área de estudio no fueron los suficientemente concluyentes, aunque estamos en disposición de realizar estudios con una mayor profundidad. Estos resultados fueron muy dispares entre las estaciones, especialmente para la Llanura Amazónica. En cualquier caso parece ser real la tendencia a una menor aceleración de las temperaturas cuanto mayor es la Precipitación y la altitud.

Aunque los modelos interpretan el conocido aumento de las temperaturas, fallan en predecir las modificaciones espaciales y estacionales de las precipitaciones, mostrando escenarios muy diversos. La tendencia es que cada vez más estudios señalen la posibilidad de la reducción de las precipitaciones en la Amazonía central y oriental. Sin embargo, los aumentos cíclicos de la temperatura a nivel global en el Cuaternario sugieren que las precipitaciones aumentan al aumentar las temperaturas en esta región. La modelización puramente cuantitativa de las precipitaciones es un trabajo que no puede realizarse ni con las más modernas computadoras. La incertidumbre podría reducirse con la mejora minuciosa del conocimiento de los sistemas climáticos mundiales (Dobesch, H. et al. 2007), (Marengo, J.A. et al. 2009a). Siendo la vegetación tan dependiente de la humedad, es complicado establecer tendencias bioclimáticas, en especial en los límites de las áreas en las que se produce aridez.

La dinámica climática por sí sola ha resultado ser muy compleja y las tendencias pueden variar en períodos de tiempo extremadamente cortos. Incluso una dinámica de calentamiento acelerado puede sugerir la transformación inminente del clima debido a los ciclos derivados de las corrientes Pacíficas y Atlánticas y su interacción con los Polos. La antropización

intensa y el aumento de las regiones deforestadas y urbanizadas añade otro grave problema a las estimaciones. El aumento exagerado de CO₂ no es una prueba concluyente de que el clima siga calentándose indefinidamente. Los problemas de la antropización son tantos y tan profundos y los paisajes tan variables y vulnerables que cualquier variación importante en el clima queda a menudo difuminada. Las variaciones en la incidencia de eventos meteorológicos extremos o la estacionalización de las precipitaciones son factores fundamentales para la comprensión de la dinámica vegetal y su importancia en la dinámica de vertientes. En cualquier caso, a corto plazo el aceleramiento del aumento de las temperaturas en los Andes del Norte será una de las cuestiones más graves a nivel global, debido a la fragilidad de los sistemas vegetales Andinos ante el calentamiento y la variación de las precipitaciones (Martínez, R. et al. 2011).

La alternancia de períodos secos y húmedos relacionadas con los ciclos Bond está acreditada durante todo el Holoceno. Los registros palinológicos ecuatoriales Periandinos que recogen los cambios bioclimáticos del Holoceno Medio-Tardío han revelado cambios en la abundancia-dominancia de especies entre un período anterior a 3.150aAP y un período más seco y estacional que se relaciona con el cultivo de *Zea Sp.* entre 2.850aAP. y 800aAP (es decir, en 1.200dC). Con inundaciones frecuentes y cambios en el nivel freático, erupciones continuas y dinámica geomorfológica muy activa, la ocupación humana de la región parece tener importantes vaivenes a escala milenaria. El último de estos importantes vaivenes se produjo entre el 1.100 y el 1.350aC, cuando la mayoría de los registros relacionados con la agricultura se truncan por última vez, para no resurgir hasta después de la colonización (Bush, M.B. & Colinvaux, P.A. 1988), (Piperno, D.R. et al. 1991), (Weng, C. et al. 2002). Es esperable que las variaciones se siguieran produciendo incluso sin la intervención humana.

La extensión de los bosques tropicales es afectada por los cambios de temperatura y humedad producidos durante las oscilaciones climáticas del Cuaternario. Algunos bosques tropicales son antiguos pero han sido alterados en tamaño y forma como resultado de estos cambios, fundamentalmente en los márgenes del bosque (Furley, P.A. 2007). Sin embargo, estos son problemas de largo alcance y la biodiversidad se encuentra mucho más amenazada por la destrucción de hábitats y la transformación morfológica en sabanas y estepas obligadas que por el cambio climático, tal y como puede observarse al comparar la potencialidad bioclimática actual con el análisis del impacto antrópico en los paisajes (Coltrinari, L. 1992).

Los forzamientos de aumento de temperatura naturales han conllevado aumentos de las precipitaciones, pero esto no tiene que cumplirse obligatoriamente en la actualidad, ya que existen otros forzamientos bioclimáticos que empujan en diferente dirección, especialmente la destrucción de la cubierta vegetal.

Los bosques y selvas estuvieron muy extendidos desde el UMG y los taxones forestales de llanura persistieron hasta la llegada de la antropización agrícola, lo que supone que el área de estudio ha sufrido la modificación de las potencialidades bioclimáticas en un período extremadamente corto. La especiación en la llanura y la dinámica bioclimática evidencia cómo de importante fue el ser humano para la vegetación y viceversa. Hay pocos datos que permitan reconstruir el registro humano del Holoceno en la Amazonía ecuatorial occidental y la zona Periandina. Las preguntas más importantes se refieren a la antigüedad de los asentamientos tropicales, la diferenciación entre presencia y prevalencia y la capacidad de las culturas más antiguas para modificar su ambiente. Fundamentalmente se ha intentado averiguar cómo de profunda fue la influencia humana en la extinción de la megafauna y los usos agroforestales y agrícolas (Piperno, D.R. et al. 1991). La teoría de los Refugios Pleistocénicos ha sido utilizada para identificar los movimientos poblacionales durante el final del Pleistoceno y el Holoceno, pero se encuentra en la actualidad muy discutida, en parte por sus fundamentos especulativos y en parte porque la actividad humana en la selva no tiene por qué ser menos importante que en otros lugares.

La deforestación en el área de estudio, en particular en los bioclimas XXXX muestra una aceleración importante en los últimos años, como puede observarse en la evolución de las fotografías satelitales de los últimos 50 años. En este sentido, no cabe duda de que el mayor problema al que se enfrentan el paisaje y la potencialidad bioclimática es la deforestación y la destrucción de las asociaciones bioclimáticas, que impiden la adaptación al clima que se ha producido siempre por parte de la biota y producen una consternación en los sistemas bioclimáticos. La deforestación propone condiciones sabanizantes y desérticas, en contra de los condicionamientos naturales que destruyen la biota. Esto provoca un terrible problema: dado que las asociaciones vegetales (y animales) son capaces de adaptarse a los cambios de forma proporcional a su biodiversidad, siendo más fuertes y adaptables cuanto más diversos y

extendidos sean, la destrucción de su superficie y eliminación de parte de su diversidad dará como resultado un ecosistema muy débil frente a los forzamientos bioclimáticos. Un ecosistema atacado de este modo puede que no tenga la fortaleza necesaria como para enfrentarse a los cambios climáticos, naturales o no. La extinción en masa y la desertificación concomitante debido a esto es uno de los mayores desafíos a la naturaleza que se han producido en el Cuaternario. Las tasas anuales de pérdida de área por deforestación son significativamente más altas en los Andes ecuatoriales y la Amazonía que las atribuidas al cambio climático (Coltrinari, L. 1992), (Manchego, C.E. et al. 2017). El éxodo rural que se produce en Suramérica ha conducido a la recuperación de ciertas áreas de bosques, pero en nuestro caso se añade la atracción que produce la industria extractiva sobre la selva tropical. Sin embargo los efectos de destrucción de hábitat y suelos, extinción y modificación bioclimática y geomorfológica ya se han producido y la reforestación no regenera los bosques ni remedia el mal, en especial cuando la repoblación se realiza con monocultivos en un entorno de megadiversidad. Los bosques tropicales han sufrido el mayor impacto debido al cambio en el uso de suelo y otras consideraciones son secundarias, en especial a lo largo de la región oriental Periandina (Veblen, T.T. et al. 2007). Desde 1970 se han deforestado cada año en la Amazonía entre 10.000 y 30.000Km². El 20% del bosque Amazónico actual ya ha sido destruido (Daisuke Oyama, M. & Nobre, C.A. 2003). El 40% de la Amazonía podría estar deforestado para 2050 (Liebmann, B. & Mechoso, C.R. 2011). Para Salazar (Salazar, L.F. et al. 2007) la disminución del bosque tropical Suramericano con respecto al actual sería del 3% para el período 2020-2029, del 9% para 2050-2059 y del 18% para el período 2090-2099, lo que al fin y al cabo indica que de seguir a un ritmo similar, la Amazonía corre riesgo de *desaparición total* en algún momento del SXXII. La deforestación completa de la Amazonía modificaría los patrones mundiales de precipitación. En el área de estudio, hemos estimado que el bosque pluvial Amazónico ha desaparecido de un 17-18% de su potencialidad bioclimática. Y se encuentra intervenido en menor medida en otro 25%, sufriendo de una grave fragmentación de hábitat, en especial en el tercio Norte de su distribución. Los bosques frescos (estacionales, húmedos) se encuentran intervenidos aproximadamente en un 30% de su extensión, mientras que el problema más grave se encuentra en los bosques nublados propios del páramo, cuyo rango de distribución potencial se encuentra en las vertientes Orientales y el interior de la depresión Interandina: allí la sustitución de las potencialidades

bioclimáticas de los bosques Andinos es casi completa, quedando remanentes a gran altura, en los ecotonos con las variedades de páramo de Altura o en zonas de muy difícil acceso. La actual deforestación del Amazonas (y nuestra área de estudio puede tomarse como un ejemplo del conjunto) ya está modificando los patrones del SMAS y aumentando el nivel de CO₂ en la atmósfera, aumentando el efecto invernadero y multiplicando la tendencia a la aridez. La desaparición de los bosques destruye la capa edáfica, aumenta la erosión, trastoca la dinámica geomorfológica, seca el suelo y retroalimenta todos los procesos negativos relativos a la modificación bioclimática antropogénica (Liebmann, B. & Mechoso, C.R. 2011).

La mayor extensión e intensidad de la deforestación que se produce en el interior del continente, donde existe la mayor estacionalidad y aridez es potencialmente mucho más peligroso para el clima regional, al promover la retroalimentación en cuanto a la sabanización/desertificación, al desbalance global de carbono y la afectación al ciclo hidrológico. Grandes áreas de los páramos altoandinos ecuatorianos están siendo reforestados con árboles exóticos como *Pinus radiata* y *Eucalyptus spp.* lo que tiene consecuencias bioclimáticas y geomorfológicas nefastas. El Alto páramo, continuamente afectado por la acción humana podría desaparecer excepto en la forma de parches muy aislados en menos de 50 años si continúan las tendencias climáticas de calentamiento a las que hemos hecho referencia. Este aumento de las temperaturas y la relocalización de los eventos de precipitación y la modificación de su recurrencia e intensidad han condenado de facto a los glaciares Andinos, que desaparecerán en algún momento de final de siglo, siendo testimoniales a partir de 2050 si continua la dinámica de retroceso acelerado.

Los ecosistemas dulceacuícolas se encuentran muy afectados por la antropización ya que los núcleos de población se encuentran demasiado cerca de las vías fluviales. Ecosistemas alejados que supuestamente no tendrían por qué tener problemas se encuentran afectados debido a los aportes de nutrientes, sedimentos y contaminantes en un ambiente donde el agua es omnipresente. Las vías fluviales son muy utilizadas por sus recursos hídricos e hidroeléctricos, el transporte de mercancías y personas y la eliminación de residuos de todo tipo, lo que genera problemas relativos al agua, la contaminación y la dinámica sedimentaria. El crecimiento de la población y las modificaciones bioclimáticas ponen en riesgo los vulnerables recursos hídricos mundiales y regionales (Veblen, T. T. et al. 2007). La tendencia actual es a la pronta desaparición de la mayoría de los humedales altoandinos debido a la

masiva antropización de los mismos: el desecamiento por medio de trincheras, el uso incontrolado del agua y la contaminación de este recurso lo están condenando a su desaparición, aunque la variedad de registros no permiten indicar con seguridad ninguna fecha.

La agricultura en la selva lleva siglos reproduciendo los problemas clásicos de este bioclima: las plantas están superadaptadas a los suelos pobres, las temperaturas altas, la ausencia de estacionalidad térmica y la alta pluviosidad. Si no existen suelos negros antropogénicos (*terra preta india*) las capacidades edáficas decaen en pocos años y se debe buscar un nuevo área de cultivo. La tala, roza y quema en este contexto son actividades comunes que intentan reproducir la agricultura generalista a un ambiente inadecuado. La agroforestería amazónica debe ser planteada de una forma completamente distinta a la actual para que pueda considerarse como una actividad provechosa y no agresiva.

En los Andes ecuatoriales la domesticación de especies agrícolas y la introducción y adaptación artificial de otras es un proceso que ya dura varios miles de años. Los diferentes climas de los ambientes Andinos, que van desde las bosques nublados al páramo Andino y la ausencia de estacionalidad proporciona una estupenda base para la agricultura. A esto hay que sumarle unos suelos producto del vulcanismo y una edafización completa de los mismos. La mayor parte de las especies Andinas crece en la Amazonía en competencia con la innumerable pléyade de árboles frutales existentes allí. Aunque sus características no son las más adecuadas para su consumo, se suple ese problema con las extensiones cultivadas. Los valles y laderas medio Andinas han sufrido una grave antropización en la forma de quema, tala, drenaje, roza y agroforestería desmedida. La práctica totalidad del interior Andino entre los 2900 y los 3800msnm se encuentra cultivado o cubierto de infraestructura, con muy pocas excepciones. Esto incluye la mayoría de los ecosistemas de páramo bajo y bosques parameros, y como hemos visto estos biomas tienden a ascender en busca de su potencialidad bioclimática. La velocidad con la que se ha retirado la cubierta vegetal original durante los últimos milenios en esta zona, y especialmente desde el período industrial tiene un sinfín de importantes consecuencias, entre las que destaca la caracterización de los procesos sedimentarios y el relieve, y la extinción a gran escala de las especies vegetales y animales que habrían dominado este paisaje en el Holoceno.

Era	Transformaciones del paisaje	Eoceno Inicial (55MaAP)	Eoceno Final (34-43MaAP)	Oligoceno (24-34MaAP)	Mioceno Inicial (16-24MaAP)	Mioceno Medio (11-16MaAP)	Mioceno Final (7-11MaAP)	Pleistoceno Glacial	Holoceno (Interglaciales)	Antropoceno
Climas		Muy húmedo, cálido ¿Estacional?	Muy húmedo, cálido ¿Estacional?	Muy húmedo, cálido y estacional	Muy húmedo, cálido y monzónico	Húmedo, cálido	Atemperado, húmedo, tendencias a la aridez y precipitaciones poco estacionales	Fresco, húmedo y estacional	Atemperado, húmedo y precipitaciones estacionales	Atemperado, húmedo (actual)
Bioclimas		Selva Tropical megadiversa	Selva Tropical megadiversa	Selva Tropical	Selva Tropical, Humedal	Selva Tropical, Humedal	Selva Tropical Humedal	Selva Tropical Fresca, Páramos y bosques nublados	Selva ecuatorial Megadiversa Selva tropical fresca Páramos y bosques Andinos y nublados	Selva ecuatorial Selva tropical fresca Páramos y bosques Andinos y nublados Estepas antropogénicas
Red Hídrica		Sentido Norte de los cauces.	Embalsamiento del Pozo, con entrada desde el Pacífico. Red hídrica Este-Oeste	Sistema fluvial subandino con drenaje al Sur	Sistema Humedal ProtoPebas con drenaje al Sur	Megahumedal Mioceno Pebas con drenaje al Sur	Sistema Acre de pantanales (acceso Pacífico) y nacimiento de la red Amazónica actual	Sentido Este, incisiones	Sentido Este, Ciclo de Irton	Intervención humana, contaminación y modificación de, cauces
Dinámica Morfológica (Laderas, sedimentos)		Dinámica fluvial de llanura	Dinámica deposicional, costera y marina	Finámica fluvial de relleno sedimentario, red hídrica tupida y difusa, con cierta denudación marginal	Levantamiento localizado, dinámica denudacional y sedimentaria	Megahumedal y mareal, materiales volcánicos arrastrados, relleno progresivo y colmatación	Drenaje hacia el Este, denudación Andina. Colmatación final de cuenca	Glaciarrismo, paralización de procesos de ladera, reducción de la dinámica fluvial	Reanudación pulsátil de la movilización de sedimentos.	Aceleración de los procesos de laderas asociados a los ciclos de Irton y la agricultura.
Tectonismo y vulcanismo		Estabilidad	Subsidencia	Estabilidad	Hundimiento de las cuencas de antepaís y vulcanismo	Levantamiento Andino/hundimiento de cuencas, vulcanismo activo	Caracterización moderna del vulcanismo y tectónica	Subsidencia en el orógeno, vulcanismo activo	Subsidencia en la llanura, vulcanismo activo	Subsidencia en la llanura, vulcanismo activo
Orogenia		No	No	Comienza la Orogenia Andina	Desarrollo Andino	Ascenso continuado y desconexión definitiva del acceso al Pacífico	Aceleramiento generalizado de la orogenia.	Pulsos y subsidencias relacionadas	Orogenia continuada y pulsátil .	Orogenia en curso
Aspecto general		Llanuras y colinas bajas en el contexto de selvas tropicales intertropicales	Costas y selvas fluviomareales, deltas y pantanos poco profundos	Selva con marcado carácter fluvial	Costas y pantanos selváticos, fluviomareales con conos aluviales	Enorme pantanal fluviomareal con megabancos y costas poco delimitadas en contexto selvático	Pantanos, costas y Megabancos, colinas, incisiones y Cordillera Andina desarrollada, con características modernas, bosques andinos.	Amplias regiones andinas glaciadas, desarrollo del páramo de los bosques nublados; bosques frescos tropicales en el Abanico del Pastaza (colinas bajas)	Heterogeneo y complejo. Reducidas regiones glaciadas amplias bosques neotropicales de altura, llanura, nublados y frescos, selva tropical ecuatorial	Paisajes ecuatoriales amazónicos y andinos actuales interglaciales y antrópicos

Fig. 157: Tabla Paisajes

VI-3-3-1-Dinámicas naturales versus dinámicas antrópicas

Como hemos visto en este estudio, la dinámica de laderas, fluvial y geomorfológica de la región Andino Amazónica Oriental es una de las más aceleradas y cambiantes del mundo. Esto ha generado una morfología muy móvil. Millones de toneladas de sedimentos se desplazan desde las alturas Andinas hacia la llanura Amazónica, transformando a su paso los ríos y sus llanuras de inundación, las laderas y los taludes, y con ellas los sitios de habitación. El período Holoceno, cálido y húmedo, ha resultado en la mayor movilización de materiales desde los Andes, después de un período glacial que había congelado los sedimentos y el regolito. La torrencialidad y estacionalidad de las precipitaciones en este Holoceno y las variaciones climáticas que se derivan en forma de variabilidad en las precipitaciones (bien por fenómenos ENOS u otros) ha exacerbado esta cuestión. La intensidad de los deslizamientos y su frecuencia genera una tasa de reconversión forestal natural muy alta (Guns, M. & Vanacker, V. 2014). Nos encontramos además en una región a la que se derivan los desagües de más de 50 volcanes que producen materiales sedimentarios deleznable y eventos volcánicos con efectos muy destructivos (Stern, C. 2004).

Las condiciones bioclimáticas propias de esta región ofrecen un área extensamente antropizada en la Depresión Andina y en la Llanura un jardín cultivado extenso, regado por aguas blancas, donde se encuentra una de las mayores tasas de endemismo y biodiversidad de la Tierra y donde el ser humano ha llegado con una potente capacidad modeladora, fundamentalmente desde hace menos de un siglo. El mayor problema al que se enfrenta la biodiversidad es la fragmentación del hábitat y la práctica totalidad de los estudios en la región tienen que ver con la agricultura, la ganadería, extracción de recursos y las dinámicas biológicas y antropológico-culturales. La coincidencia de todos estos factores sobre poblaciones pasadas pueden haber producido un sesgo en los datos que tenemos de ellas, bien porque no quisieran localizarse en estas áreas, que sus impactos fueran mínimos y poco observables sus efectos en el paisaje o bien por que la dinámica del Holoceno tardío haya borrado la mayoría de las marcas que pudieran haber dejado.

La investigación sobre los riesgos asociados a las erupciones volcánicas y la dinámica de laderas se ha centrado en la seguridad humana actual y cómo las personas y las autoridades reciben y actúan frente a las amenazas inmediatas y los estudios espaciales y temporales más

amplios son muy recientes. Como sabemos, el vulcanismo activo se produce en fases que generan una dinámica concreta de producción de material, que se asocia con la propia dinámica de laderas y los pulsos climáticos/eventos meteorológicos para generar el conjunto de motores de cambio. De entre todos los eventos, los lahares y megaavalanchas son las movilizaciones que pueden generar cambios morfológicos a gran escala y mucho tiempo después de la erupción., con impactos complejos y crónicos en las sociedades, sus economías y políticas. Este tipo de flujos pueden causar una devastación total en su trayectoria inmediata, y remodelar paisajes en cuestión de segundos con poco o ningún aviso para las sociedades pretecnológicas. El retroceso de los glaciares desde el UMG y los ciclos climáticos Holocenos han generado inestabilidad en las morrenas y brechas, dejando material muy movilizable, así como lagos glaciares represados, todo lo cual añade inestabilidad. Desde la PEH esta inestabilidad es conocida por eventos documentados, que sin duda sucedieron en el pasado y llegaron incluso a comunidades Amazónicas (Carey, M. 2004), (Armijos, M.T. et al. 2017), (Few, R. et al. 2017). El Sangay, el canal de desagüe del Pastaza y las laderas del Levantamiento Napo evidencian todas estas remodelaciones del paisaje y han influido sin duda en el establecimiento de sociedades en los Andes y su vertiente oriental.

VI-3-3-1-A- Impactos en la Geomorfología

Los impactos del cambio bioclimático producido por el ser humano sobre los dominios geomorfológicos son muchos y variados, en tanto en cuanto se refieren a la distribución espacial y temporal de las precipitaciones y el agua es el principal agente morfogenético. Los impactos se refieren fundamentalmente a las dinámicas de laderas, la fluvial y la glacial. Otras dinámicas, como la generación de suelos o la transformación de los límites de los distintos dominios se producen de forma secundaria.

En la dinámica de laderas los principales problemas se generan debido a la disminución de la capacidad biostática por la deforestación y el aumento de la estacionalidad y torrencialidad. La modificación de los regímenes de precipitación en este sentido producirán un incremento de la erosión en la forma de avalanchas, deslizamientos y solifluxiones particularmente en los ecosistemas Andinos y Periandinos. La expansión e intensificación de la agricultura y la ganadería, los usos agroforestales inadecuados y las infraestructuras, así como el vulcanismo

y la generación de material deleznable son factores coadyuvantes para el incremento de la erosión del suelo y un aumento de la carga de sedimentos (Vuille, M. 2013), (Anderson, E.P. et al. 2011).

En la dinámica fluvial se han previsto transformaciones derivadas del aumento de la estacionalidad y regímenes torrenciales tales como el aumento del arrastre sedimentario y la propia aceleración de la dinámica, que ya es de por sí muy acelerada. Se podría esperar mayor incidencia de las avulsiones, capturas y avenidas y una rapidez en los cambios morfológicos más alta que la actual. La mayoría de los estudios muestran una fuerte respuesta de la hidrología a la modificación del clima. Fundamentalmente estarán relacionados con la escorrentía y las incidencias temporales. Los cambios climáticos son más intensos cuanto mayor es la altitud, por lo que las cuencas de captación Andinas del río Pastaza y aledañas son más vulnerables. La modificación de los cauces sin tener en cuenta esta dinámica es un factor de riesgo añadido a la presencia de fallas naturales y antrópicas. Los “deslaves” naturales son un proceso natural que puede ser influido por el ser humano. Este proceso es amplificado por la construcción de infraestructuras, la deforestación y las modificaciones bioclimáticas antropogénicas y sus efectos ser terribles debido al desconocimiento, la desidia o el deficiente control de las laderas (Eissen, J.P. et al. 2004). Las captaciones, las presas, y las modificaciones artificiales de los cauces y el dragado son temas de investigación futura para entender cómo estas modificaciones antrópicas producirán efectos nocivos sobre las cuencas. Las presas y los proyectos hidroeléctricos deberán tener en cuenta la mayor generación de sedimento producido por la modificaciones en la dinámica fluvial y el dragado. La cuenca del Pastaza es considerada una de las cuencas del mundo con mayor arrastre sedimentario. Las presas acumulan el sedimento y la vida de un embalse queda limitada, sus costos de mantenimiento son mayores y los riesgos geomorfológicos y antrópicos se disparan. Las presas que se construyan siguiendo estos estándares serán además mucho más caras y su emplazamiento y capacidades deberán estudiarse detenidamente (Veblen, T.T. et al. 2007). Una mayor estacionalidad afectará las propiedades hidráulicas del suelo, en especial al Andino ya que las condiciones frías y la humedad constante contribuyen a la descomposición progresiva y lenta de la materia orgánica. El cambio a una estación seca más intensa podría producir la modificación de la velocidad de la descomposición y el desarrollo de suelos

hidrofóbicos. El páramo seco y semiárido de alta altitud y cumbres se vería afectado al reducirse la escorrentía producto de la disminución de los glaciares como consecuencia de una estación seca mayor (Buytaert, W. et al. 2006).

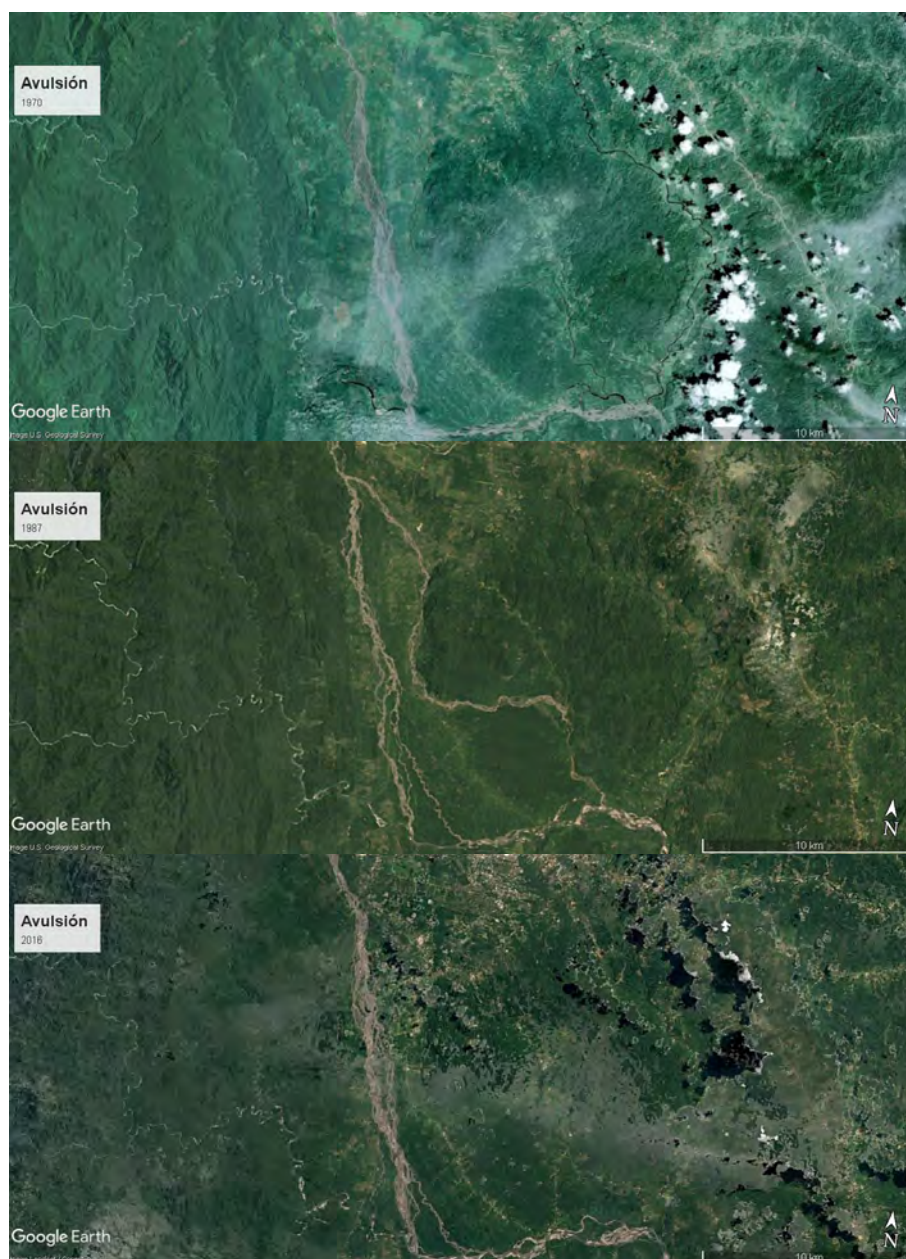


Fig. 158: Serie de avulsión del Pastaza. Modificación del Cauce del Pastaza en el Ápice del Megacono y recuperación posterior del antiguo cauce. El río circuló durante más de una década por un cauce secundario que se había convertido en principal. Estas avulsiones son extremadamente comunes en el contexto de la superficie Mera(Google Earth Pro).

Los estudios de los glaciares de los Andes del Norte retratan su acelerada contracción desde la PEH, desbocada desde 1970 (Marengo, J.A. 2011), (Mark, B.G. & Seltzer, G.O., 2005). Este retroceso ha sido interrumpido en varias ocasiones en períodos de estancamiento o avance glaciar. Los glaciares en Ecuador están establecidos a menor altitud en la Cordillera Oriental debido a su exposición a los vientos húmedos orientales. Se sabe que los glaciares Andino ecuatoriales han estado presentes (de forma registrada) desde el S.XVI hasta el final de la PEH y su máxima extensión se registró sobre 1730. El retroceso a partir de entonces fue la dinámica dominante, aunque fue interrumpido en cortos períodos aproximadamente en 1800, 1850 y 1870. Entre 1730 y 2010 la Línea de Equilibrio se encuentra 250m más alta (Jomelli, V. et al. 2014). En los últimos 20 años se han conseguido datos mucho más detallados con mediciones de algunos de los glaciares que incluyen el monitoreo de longitud de los glaciares y su balance de masa. La desaparición de los glaciares continuará debido a la estacionalidad, la posible reducción de las precipitaciones y el aumento de las temperaturas. Esto es muy importante para muchas poblaciones que dependen de su escorrentía para el abastecimiento de agua (Francou, B. 2004). El retroceso de los glaciares del área de estudio entre 1995 y 1999 fue hasta 8 veces más rápido que en el periodo 1956-1993 con aproximadamente 3.4 metros de retroceso al año (Cotopaxi, Antisana) (Francou, B. et al. 2000). Las condiciones de una Niña agravada y persistente, como la de 1999-2001, producen que los glaciares avancen, lo que indica una sensibilidad extrema a los eventos climáticos (Francou, B. 2004), aunque vuelven a retroceder con rapidez al consolidarse la dinámica actual. Los estudios sobre el cambio bioclimático futuro de los Andes ecuatoriales siempre se han centrado en temperaturas y precipitaciones y muy poco en variables bioclimáticas o geomorfológicas. Se ha predicho en varios estudios el aumento de la estacionalidad, lo que produce un retroceso neto en la longitud y la masa de los glaciares. La adaptación vegetal y la conservación pasará por una agricultura menos intensiva, la adaptación de la vegetación y los cultivos a la estacionalidad o la creación de reservorios de agua para la mitigación de la escasez.

Es evidente en cualquier caso que queda mucho por estudiar y avanzar en la recogida de datos y el análisis de los mismos. El monitoreo del cambio climático y sus efectos en la morfología requiere una red de recogida de datos más densa y tupida que procure la capacidad de establecer los gradientes térmicos, climáticos, meteorológicos y espaciales (Vuille, M. et al. 2008).

VI-3-3-1-B- Impactos en la Bioclimatología

Si seguimos las fases de la última glaciación, encontraremos series temporales de algunos lugares del Mundo (Grand Pile, Sur de Los Vosgos) durante el último interglacial -115.000aAP- en los que se puede observar cómo en solamente un siglo una vegetación de características templadas se transforma en otra mucho más fría (de carpes y avellanos a pinos, píceas y abedules). Estos y otros datos han mostrado la capacidad del clima para cambiar de forma radical en períodos muy breves (Uriarte Cantolla, A. 2003). Se ha dado por supuesto que si la temperatura media global continua aumentando, la ZCIT se trasladará al Sur antes durante el año y se retraerá más tarde, permaneciendo más tiempo en nuestra región. Esto aumentaría la precipitación y los caudales, al mantener la línea de tormentas convectivas más tiempo sobre el continente (Laraque, A. et al. 2006), (Aguirre, L.F. 2011).

El aumento de las temperaturas por sí solo produce desplazamientos altitudinales y latitudinales en las distribuciones de las especies, cultivos y ecosistemas completos, tal y como hemos visto en el desarrollo de la evolución bioclimática. Del mismo modo el retroceso glacial deja nuevo suelo colonizable, además de variar la disponibilidad de agua en los ecosistemas Altoandinos. En todo caso, la mayoría de los ecosistemas no están en su estado natural e incluso las áreas protegidas se encuentran en áreas antropizadas, con poblaciones o usos del suelo previos (Hoffmann, D. et al. 2011), (Vuille, M. 2013). Los impactos humanos que incluyen el aceleramiento en el aumento de las temperaturas previsiblemente producirán estos mismos efectos a una escala de tiempo mucho más reducida que en el pasado.

La biodiversidad y el endemismo son las circunstancias consideradas para el desplazamiento de la distribución de los biomas, así como de las adaptaciones y extinciones que se producirán con la actual tendencia al calentamiento. Es en el Bosque Nublado de media altitud y el bosque Pluvial Amazónico donde se encuentran las mayores tasas de endemismo. El endemismo aumenta con el gradiente altitudinal y es máximo en los ecotonos. Las especies extremófilas y súper especializadas son las más vulnerables ante los bruscos cambios de hábitat, en especial aquellas que no migran con la suficiente rapidez en función de los desplazamientos altitudinales y latitudinales de los rangos bióticos. La comunidad megadiversa Amazónica podría desplazarse hacia hábitats más frescos y los Andes podrían

convertirse en un refugio para algunas especies. En la montaña las especies que buscaran ambientes distintos podrían no contar con ellos pudiendo extinguirse al no tener dónde ir. Esto, aunque lamentable, es útil en el monitoreo de los impactos (Larsen, T.H. et al. 2011).

La antropización y los cambios en los usos del suelo han producido la degradación y destrucción de los ecosistemas Andinos y tropicales durante siglos y son un ejemplo de la degradación ambiental antropogénica. La conexión entre los ecosistemas montanos y de llanura se encuentra muy afectada con altas tasas de deforestación (Suárez, C.F. et al. 2011).

Con la firme y ajustada relación entre el clima y los ecosistemas es esperable que la actual aceleración de los ciclos de cambio climático haya modificado y modifique sustancialmente en el futuro los ecosistemas Andino Amazónicos desde los estados en que estuvieron hace pocas décadas y tal y como los conocemos hoy (Coltrinari, L. 1992), (Anderson, E.P. et al. 2011). Además la propia modificación bioclimática va de la mano de estos cambios, produciéndose al unísono y siendo difícil separar consecuencias del cambio climático y causas de la modificación bioclimática. Los ecosistemas atacados por la acción antrópica pueden, y de hecho son transformados por la acción del clima, y el mismo clima es modificado por el estado bioclimático (equilibrado o no) (Josse, C. et al. 2009), (Young, B.E. et al. 2011).

Los mayores impactos del cambio climático tendrán que ver con una actividad intensa de los fenómenos climáticos interanuales, su intensidad y reproducción año tras año, con el ENOS como principal generador de variabilidad interanual.

El impacto de ENOS- (La Niña) en los ecosistemas terrestres es evidente por la pluviosidad y sus efectos pueden comprobarse en la frecuencia y extensión de las inundaciones, la erosión y el encharcamiento, así como el crecimiento de las franjas arbustivas y pastos latentes. Durante las inundaciones los roedores, reptiles e insectos se desplazan a tierras altas y las arañas y escarabajos trepan por los troncos de los árboles al detectar la humedad al comienzo de la estación de lluvias y anticipándose a las inundaciones. No se conocen apenas las migraciones de mamíferos y aves a este respecto. Durante las fases ENOS+ (El Niño) se produce una reducción de la precipitación en la Cuenca Amazónica, con una temporada de lluvias más corta, ya que la ZCIT no se interna tanto en el continente. Los testimonios científicos acerca de las consecuencias del ENOS en las selvas ecuatoriales, su masa biológica y sus variaciones

como sumideros naturales de CO₂ son fragmentarios. Los eventos ENOS+ más intensos registrados científicamente han coincidido con la década 2007-2017 con aumentos en las TSM media mundial y los mayores registros de CO₂ atmosférico. El crecimiento vegetativo durante los años de El Niño queda registrado en los anillos de los árboles. Estos indicadores de los ciclos en los eventos ENOS han identificado la intensificación de la frecuencia en los últimos doscientos años, lo que también está relacionado con el calentamiento global. Los caudales durante los años de ENSO+ se ven disminuidos, lo que reduce las áreas inundadas en los cauces principales. Los incendios en la cuenca Amazónica son más frecuentes y extensos en los años secos de El Niño, contribuyendo a las emisiones de CO₂ antropogénicas con un 5% adicional. Estos incendios trastocan las relaciones ecológicas y destruyen preferentemente a las plántulas y árboles pequeños, trastocando las cadenas alimenticias y las condiciones socioeconómicas de las personas que viven allí. Además la quema de los bosques contribuye, en combinación con los procesos puramente climáticos de los eventos ENOS+, a la sabanización de los bosques tropicales. En las fases ENSO-, por contra, estos caudales y la superficie inundada aumentan debido a las contribuciones de los afluentes del Norte y del Oeste. La producción o consumo de CO₂ atmosférico varía en consonancia con las capacidades vegetales durante estos ciclos. El ENOS resulta ser un modulador del medio biótico y de los flujos de CO₂ en la Amazonía (Caviedes, C.N. 2007).

Las áreas de bosque tropical deforestadas serían reemplazadas por sabanas edáficas o estepas, al aumentar el impacto de la agricultura y la ganadería, y tal y como puede observarse en las imágenes de satélite desde los años 70. El consenso y la evidencia indican que esto ya está ocurriendo, aunque esta es una sabana antrópica y no climática. La deforestación masiva de la selva Amazónica altera fundamentalmente el clima regional, como de hecho ha provocado la transformación Holocena del Sáhara en desierto. El bosque tropical se desintegra en función de la humedad/aridez y la estacionalidad de las precipitaciones, con la temperatura como factor accesorio, y es empujada a esa desintegración por la presión antrópica. Un régimen de aridez más intenso en el futuro aceleraría el proceso de sabanización de la Amazonía oriental, tal y como lo hizo en el pasado. La realidad es que esa es una región notablemente afectada por sequías en la actualidad y con una gran influencia sahariana-saheliana. Los impactos de la modificación bioclimática antropogénica y los cambios climáticos globales sugieren la probable sabanización de esta región durante el SXXI, lo que tendrá influencia en la

caracterización climática de la Amazonía en general y de los monzones en particular (Daisuke Oyama, M. & Nobre, C.A. 2003), (Salazar, L.F. et al. 2007,. Sin embargo, a corto plazo los modelos de la Amazonía occidental indican un aumento de la humedad durante el SXXI, lo que añade complejidad y cuestionamientos a este respecto. El estado de equilibrio en el cual los bosques semidecíduos o las sabanas sustituyen a la pluvisilva en la Amazonía oriental y aparece una zona árida semidesértica en el Nordeste de Brasil se asocia a la disminución de la biodiversidad en la Amazonía oriental y la tendencia a la mayor aridez en toda la cuenca (Daisuke Oyama, M. & Nobre, C.A. 2003).

En Ecuador hasta 2010 no existieron estudios concretos de consecuencias del cambio climático en los ecosistemas de montaña y tampoco hay muchos datos al respecto. Las investigaciones se orientan a la vulnerabilidad y la adaptación de los ecosistemas, la agricultura y la salud. Si bien es cierto que existe investigación sobre glaciares, se ha mantenido el foco en el recurso hídrico. Los temas en los que más se ha incidido son los relativos a las potencialidades energéticas y las cuencas hidrográficas (Cadilhac, L. et al. 2017). El ascenso y descenso altitudinal de las potencialidades vegetales en función de la temperatura (especialmente desde el UMG) ha podido ser demostrado en el estudio de la bioclimatología y fenología con la cartografía aportada en la presente documentación (ver cartografía). El páramo también será progresivamente reemplazado por cultivos (Buytaert, W. et al. 2006). Las pautas de precipitación en un entorno climático más cálido serán espacial y temporalmente heterogéneas en los Andes ecuatoriales y como consecuencia las distribuciones locales se verán modificadas. Las oscilaciones de temperatura y humedad forman parte de la historia Andina desde su orogenia modelando su biodiversidad. La extensión del uso humano del suelo se ha comportado como un filtro para las especies más vulnerables y ha transformado los ecosistemas (Young, B. E. et al. 2009), (Young, K. R. 2011).

Los páramos ecuatorianos están caracterizados por unas temperaturas bajas pero oscilantes, con frecuentes heladas nocturnas y un balance hídrico positivo en un contexto edáfico volcánico en el cual se almacena materia orgánica. Albergan vegetación y fauna endémica, forman parte importante del ciclo de carbono y ofrecen recursos y servicios ecosistémicos a las sociedades que viven en sus cercanías y ladera abajo, todo lo cual ya está afectado. La

actividad antrópica y la ocupación total del páramo ecuatorial se ha producido desde finales del SXIX. La transformación del páramo y el uso del mismo ha desvirtuado de forma relevante gran parte de la superficie paramera desde entonces, fundamentalmente por la quema y roza para reiniciar el ciclo herbáceo para el ganado, el desecamiento y el cultivo agrícola y forestal. Podría ser que se produzca un aumento de incendios relacionado con el ascenso de las temperaturas y el recrudecimiento de las presiones antrópicas. También se realizan trincheras para desecar los histosoles y usarlos como fertilizantes, construcción y combustible. Los páramos pueden recuperarse tras las perturbaciones, pero resultan muy sensibles a los incendios repetidos. El páramo puede regenerarse si las semillas sobreviven o están cercanas, dado que el clima y la humedad son adecuados para la regeneración siempre y cuando el suelo no haya sido erosionado. Los páramos parecen ser muy vulnerables al cambio climático, a sus efectos de fricción ecotonal y al aislamiento espacial, ya que no puede ascender para encontrar mejores condiciones y las plantas leñosas y el incremento de la actividad agrícola lo acosarán por su margen inferior. Los ecosistemas andinos se ven muy afectados por la modificación de la extensión de los glaciares.

La humedad ambiental continuada debida a la precipitación, la nubosidad y la niebla es un factor clave en la formación del bosque nublado de alta altitud. La vegetación del bosque nublado se verá aún más comprometida de lo que se encuentra en la actualidad, ya que la frontera agrícola se desplazará hacia arriba al crearse nuevas franjas aptas. La desaparición del bosque nublado en pendientes elevadas y un suelo permanentemente húmedo es el detonante de muchos y muy variados eventos de dinámica de laderas en un contexto de suelos pobres. Estas condiciones hacen muy difícil la recuperación del bosque nublado cuando es destruido por incendios o perturbado por la actividad maderera y transformado en pastos para el ganado, lo que ha ocurrido desde la época colonial. Un año de sequía en el bosque nublado Andino produce mortalidad vegetal, por lo que este bioma resulta extremadamente sensible a la concatenación de varios años de sequía. Incluso unas temperaturas en ascenso elevan el nivel de la nubosidad y ponen en peligro los bosques nublados. Los períodos de sequía acompañados de torrencialidad pueden eliminar la capa edáfica de un bosque que haya sido alterado o destruido.

El balance hídrico en los humedales Altoandinos es dominado por los ingresos proporcionados por la precipitación, la nieve y el derretimiento estacional de los glaciares y

las pérdidas producidas por la escorrentía, la evapotranspiración y el consumo humano. La agricultura, la ganadería, la producción de energía, el aprovechamiento faunístico y el turismo se verían gravemente dañados en caso de degradación de los ecosistemas acuáticos Andinos. La sensibilidad de estos ecosistemas a los desequilibrios hídricos, la oscilación térmica y el ascenso de la temperatura, la contaminación y la introducción de especies alóctonas está estudiada y es reconocida a nivel mundial. La restauración de los humedales a un punto anterior a su contaminación o introducción de especies invasoras es prácticamente imposible (Vuille, M. et al.2008)



Fig. 159: El Altar 1970-2013 (GoogleEarthPro) Resulta muy evidente la pérdida del casquete glacial y la huella de la sobreexcavación cuaternaria

La desaparición de los glaciares y el desecamiento de las lagunas parameras producirá la pérdida de la biodiversidad asociada y una reducción en los ecosistemas que dependen de ellos en los regímenes fluviales. Los incrementos de las temperaturas podrían generar un aumento de la productividad del ecosistema altoandino y la transformación de los cuerpos de agua en llanos desecados aptos para la agricultura y la ganadería, con el consiguiente incremento de la presión antrópica y el agravamiento de las necesidades de agua en los humedales que resistan (Young, B. E. et al. 2009), (Hoffmann, D. et al. 2011), (Young, K.R. 2011), y servirían como indicadores frente al cambio climático (Maldonado, M. et al. 2011). Los humedales altoandinos aumentan su eutrofización debido al aumento de la temperatura por la disminución del oxígeno disuelto; estos humedales, que no son grandes productores de masa biológica en la actualidad, podrían convertirse en emisores de carbono (Anderson, E.P. et al. 2011). La construcción de presas y embalses destruirá hábitats fluviales y ribereños, así como de amplias llanuras aluviales y superficies arboladas. Esto es mucho más grave en un bosque selvático, ya que se encuentra un número muy grande de especies por unidad de superficie (Veblen, T.T. et al. 2007).

La fragmentación de los bosques altera las relaciones tróficas, la distribución espacio temporal y aumenta las fricciones ecotonales. Históricamente las extinciones animales se han producido por la caza o la explotación, así como la introducción de especies ajenas, pero las causas actuales hay que buscarlas además en la reducción del hábitat de especies endémicas o superespecializadas. En un mundo globalizado, la extracción de recursos naturales y el desarrollismo industrial e infraestructural generan fuertes presiones al ambiente. Las políticas desarrollistas desvanecen las oportunidades para establecer baremos entre neoliberalismo y naturaleza y asignar fondos y esfuerzos a la preservación y protección. Las fronteras naturales no reconocen las artificiales y eso complica enormemente la capacidad y el esfuerzo de la protección. En la próxima generación una parte muy significativa de la biodiversidad se perderá, como ya se ha perdido otra parte. Ni la parte que ya ha desaparecido estaba suficientemente descrita ni la que desaparecerá lo estará cuando sea eliminada. Las relaciones interespecíficas entre los miembros de la biocenosis son parte fundamental de la fortaleza de los biomas para regularse y adaptarse y la desaparición de una sola especie es una tragedia de proporciones incommensurables que puede generar extinciones en cadena. Los obstáculos para

la preservación en Suramérica en el futuro son desalentadores, ya que no existe ni la capacidad ni el interés por parte de los gobernantes para y por conocer cuáles son los peligros reales de la actividad económica actual (Meserve, P.L. 2007).

VI-3-3-2- Edafogénesis antrópica **y Agroforestería en la Amazonía Occidental**

La influencia humana forma parte importante de las variaciones en la cobertura vegetal y el paisaje en los Andes ecuatoriales. Los cambios antropogénicos que afectan esta cobertura son anteriores a la antropización en la llanura, ya que la colonización de la Amazonía ecuatoriana no ha sido especialmente intensa hasta el SXX. Incluso durante el SXX, la antropización fue muy limitada. Es en la actualidad cuando se están produciendo las más graves intervenciones en la selva pluvial del Ecuador, en la búsqueda de petróleo y la construcción de infraestructuras para el desarrollo industrial- extractivista (Young, K.R. et al. 2007b). La deforestación Amazónica ha tenido el efecto colateral de revelar varias áreas en las que se han enmarcado descubrimientos asombrosos en relación con la ocupación y agroforestería Amazónica precolonización. Resulta de mucho interés investigar porqué en la sección periandina de nuestro área de estudio no se han encontrado pruebas de actividad agrícola anteriores al SXVI. Para ello describiremos brevemente cuáles son esas pruebas en otros lugares para entender el porqué de su ausencia en nuestra área de estudio.

Mientras que las regiones altiplánicas ecuatorianas mantienen unas condiciones climáticas y edáficas muy adecuadas para el cultivo, con estaciones suaves y sin extremos térmicos, la historia es muy diferente en la Amazonía. El nivel al que se ha transformado la llanura Amazónica en un jardín cultivado modificado por los indígenas es aún desconocido y debatido. Los impactos precoloniales fueron heterogéneos en su intensidad y temporalidad. Desde la llegada del ser humano a América se han modificado los bosques para adaptarlos a las necesidades de sus habitantes, domesticando algunas especies y amplificando la expansión e intensidad de las más útiles. El descubrimiento de numerosas localizaciones de suelos antropogénicos, de extensos complejos agrícolas estacionalmente inundados al Noreste de Bolivia, la Isla de Marajó o la costa de la Guayana Francesa establecen un desacuerdo sobre el

grado en el que los bosques interfluviales tuvieron impactos humanos o si la agricultura de tala y quema a gran escala es un fenómeno posterior al S.XVI (Denevan, W.M. 1992), (Oliver, J.R. 2008), (McMichael, C.H. et al. 2014), (Piperno, D.R. et al. 2015), (Watling, J. et al. 2017). Los grupos de cazadores-recolectores Amazónicos no se mueven al azar por la selva, sino que se dirigen a aquellas áreas en las que ya estuvieron sus antepasados. Los basurales que dejan atrás quedan inocentemente cubiertos y las semillas seleccionadas que dejan allí brotan produciendo jardines involuntarios a los que se vuelve una y otra vez, realimentando el proceso. Del mismo modo, los cultivos selváticos son complicados, pero los basurales, mezclados con cenizas y excrementos humanos y animales, así como arenas finas y pedazos cerámicos generan un tipo de suelo antropogénico llamado *terra preta do indio* o suelos negros antropogénicos, los cuales son excelentes para el cultivo intensivo y permiten que las chacras se mantengan muchos años sin necesidad de rotaciones.

Los cultivos domesticados en la Amazonía ecuatorial occidental incluyen 138 especies de plantas cultivadas, de las cuales 41 son semidomésticas y 45 son domésticas incipientes, siendo 2/3 partes especies arbóreas. Entre los completamente domesticados se encuentran la yuca (*Manihot esculenta*), el boniato (*Ipomoea batatas*), maní (*Arachis hypogaea*), chile (*Capsicum spp.*), alubia (*Canavalia spp.*), malanga (*Xanthosoma sagittifolium*), lerén (*Calathea allouia*) y ñame (*Dioscorea spp.*), así como el árbol de chonta (*Bactris gasipaes*). Muchas otras, sobre todo palmas, ofrecen frutas, nueces, fibras y medicamentos. Algunas especies han sido capaces de mantener sus poblaciones, pero otras especies no completamente domesticas están amenazadas por la fragmentación del hábitat y la pérdida de uso tradicional (Denevan, W.M. 1992), (Denevan, W.M. 2007). La actividad agroforestal tradicional (o al menos la más habitual) en la Amazonía se basa en el uso del barbecho activo al que se añade mucha cantidad de materia orgánica y aunque se plantan árboles, se suelen manipular los campos maduros mediante la eliminación de aquellas especies que no aportan alimento o uso, mediante la entresaca de hierbas o la tala directa. La uvilla (*Pourouma cecropiaefolia*), guaba (*Inga spp.*), caimito (*Pouteria caimito*), umarí (*Poraqueiba sericea*) y anacardo (*Anacardium occidentale*) están extendidos de este modo. La mayoría de estos huertos silvestres han evolucionado durante siglos a partir de las semillas desechadas cerca de las áreas de actividad. Los métodos agroforestales incluyen el transporte de plantones y tubérculos a áreas forestales cercanas a los lugares de actividad. La práctica sobre el terreno ha comprobado cómo en 1Km

de sendero de un bosque pluvial Amazónico pueden encontrarse de media 60 árboles plantados, unas 500 plantas medicinales y 2.000 plantas alimenticias. Los pequeños parches ocultos en la floresta incluyen además plantas cultivadas y semisalvajes como suministro de alimentos en época de escasez. Los bosques lluviosos/jardines cultivados de los waoranis de la Amazonía ecuatoriana son un ejemplo bien documentado. Mientras los hombres cazan, las mujeres y los niños deambulan durante horas por la selva forrajeando, buscando pruebas de ocupaciones previas y alterando activamente la distribución natural de las especies. Esta actividad, realizada durante generaciones permite entender este bosque cultivado (Rival, L.M. 2002). El bosque pluvial primario no es un ambiente virgen sino un producto de las actividades de generaciones de habitantes transformadores. El impacto conjunto de sus actividades sobre este ambiente rico en recursos tiene un efecto acumulativo muy significativo que puede reconocerse en cualquier estudio botánico por el sesgo de plantas útiles cercanas a las áreas de actividad. Un mínimo del 12% de la selva Amazónica es fundamentalmente antropogénica (Balée, W.L. 1992), lo que no incluye los fragmentos de bosque artificial o las extensiones de bosque secundario manipulado.

Aunque hay ejemplos de sabanizaciones producidas por pueblos indígenas debidas a la quema y tala descontroladas en diferentes momentos, esta clase de alteración no ha sido la norma en la Amazonía y por lo que se ha podido comprobar, una población seminómada y relativamente densa puede utilizar los recursos de un bosque cultivado sin producir muchas, por no decir ninguna modificación bioclimática ni alteraciones graves sobre su medio (Denevan, W.M. 2007).

La *terra preta* es el vestigio más revelador de la actividad agrícola permanente precolonial en la selva, pero ni siquiera era considerada como antropogénica hasta hace poco. Las *terras pretas* en Ecuador no han sido encontradas en grandes cantidades, sino como subproductos de basurales. Estos suelos antropogénicos pueden verse aisladamente en el río Upano-Tola Central, Bello Horizonte, Nuevo Rocafuerte, Colina Moravia (Alto Pastaza), Arroyo Kalin y Magalote, que son lugares con suelos antrópicos confirmados pero no fechados (Rostain, S. 2010), (Velasco Albán, J. 2016), y en cualquier caso de muy pequeña extensión. La ausencia de *terras pretas* tiene varias explicaciones: puede que no hubiera poblaciones cultivadoras durante un período de tiempo lo suficientemente largo; puede que los habitantes de estas

regiones no hayan necesitado de las terras pretas ya que los ríos de aguas blancas depositan sedimento fundamentalmente en esta región y crean unos suelos mucho menos esqueléticos; puede que no se haya buscado lo suficiente; o puede que la actividad geomorfológica extrema y la acelerada dinámica fluvial y erosivo-sedimentaria haya ocultado estos suelos en un área por lo demás muy poco poblada y cubierta de selva. En el conjunto del Occidente Amazónico los suelos antrópicos no están apenas presentes debido a la multiplicidad de factores ya indicados. Los más investigados se encuentran en la región de La Pedrera del río Caquetá, en Colombia. Allí se extienden terras pretas en áreas de 3 a 5 hectáreas con un horizonte de entre 70 a 120cm, asociados con restos de ictiofauna, tortugas y roedores en un contexto de fragmentos cerámicos y fitolitos, cenizas, carbón y semillas. Datados entre 6.500 y 1.300aAP se sitúan cerca de los rápidos de forma estratégica para la pesca (Morcote-Ríos, G. et al. 2013).

En cualquier caso la mayoría de estos suelos se encuentran más al interior, en regiones donde los ríos de aguas negras y las mayores poblaciones se unen en las troncales Amazónicas. Estos suelos se encuentran habitualmente en las riberas de los grandes ríos y fragmentariamente en las tierras altas más al interior, asociados a poblaciones más o menos permanentes en áreas donde la estabilidad de laderas favorecía los asentamientos. Las áreas con mayor recurrencia de estos suelos se hayan irrigadas por ríos cratónicos particularmente pobres en nutrientes. El área cubierta por estos suelos es muy variable: desde menos de una hectárea hasta varios cientos de hectáreas y hasta 2 metros de profundidad. Estos suelos de alta fertilidad son buscados por los agricultores actuales y también debieron serlo en el pasado. En la actualidad se consideran indicadores del asentamiento a largo plazo en sus localizaciones. Los suelos antropogénicos se presentan en dos variedades diferenciadas. Una variedad más oscura, negra, es llamada terra preta con propiedad y está formada por los restos de cenizas producidos en las áreas de alimentación preeuropeas, conteniendo gran cantidad de huesos, cerámica, ceniza y carbón y desechos orgánicos. La variedad más clara o de color marrón es llamada *terra mulata* y se encuentra de forma extensiva alrededor de la *terra preta* propiamente dicha. Es el resultado del cultivo intensivo con frecuente añadido de ceniza proveniente de los restos agrícolas y la incorporación de material compostado en la forma de basura orgánica y excrementos. El cultivo de este modo apenas necesita rotación, y mantiene un suelo fértil y resistente al lavado. Los cultivos más antiguos relacionados con este tipo de

suelos se relacionan con el cultivo de maíz. Estos suelos han podido sobrevivir muchos cientos de años tras el abandono del cultivo, y la mayoría de ellos pueden ser fechados en 2.500-500aAP. En la actualidad este tipo de cultivo no existe y ha sido completamente reemplazado por cultivos itinerantes. Por ello la suposición habitual es que lo mismo sucedía en el pasado. Sin embargo no existen testimonios de cultivos itinerantes a principios del S.XVI, ni anteriores (Denevan, W.M. 2007), (McMichael, C.H. et al. 2014).

Los Llanos de Moxós en Bolivia (Fig.160) es un llanura de inundación estacional en la zona de transición entre la sabana y la selva al occidente meridional de la Amazonía y a los pies de los Andes. Allí no se produjo *terra preta*, sino un sistema de presas piscifactoras y una agricultura de campos elevados (Denevan, W.M. 2007), (Walker, J.H. 2008), (McMichael, C.H. et al.2014). Mediante caballones, plataformas elevadas, crestas, montículos y zanjas de drenaje un paisaje de 110.000Km² fue transformado muy intensivamente entre 3.000 y 500aAP. El agua se acumulaba y drenaba de las zanjas entre los campos en un entorno de vegetación acuática con abundante vida silvestre. El fango era elevado a los camellones, con lo que se mejoraba la fertilidad y existían complejos sistemas hidráulicos, canales, presas y esclusas. La amplitud de la región cultivada es enorme: Kenneth Lee contabilizó 35.000 campos drenados individualizados y en la actualidad se estima la existencia de varios centenares de miles de campos drenados que ocuparían más de 50.000 hectáreas esparcidos de forma irregular por la llanura. Tanto estos como los geoglifos que nombraremos más adelante pueden observarse a simple vista desde el aire y una simple herramienta como Google Earth puede servir para inventariar buena parte de ellos (13°50'20.81"S 65°28'1.59"O). La población que se ocupaba de estos campos debía ser enorme, pero la producción alimentaria sobrepasaría con creces las necesidades locales. Al igual que en los geoglifos se intuyen formas económicas precoloniales extensas y arraigadas que dieran salida a las producciones. Como ya dijimos, sólo una pequeña parte de estas marcas dejadas en el paisaje han sido descubiertas recientemente y sólo en aquellas regiones sabanizadas y deforestadas. Estas marcas alteraron no únicamente la superficie, sino que y aún perdura su efecto sobre el drenaje, los suelos, la vegetación y la vida silvestre. La piscicultura en la Amazonía es casi ubicua, aunque las espectaculares represas allí construidas dan cuenta de las capacidades de los pueblos Amazónicos precolombinos y el manejo de vías fluviales que fueron abandonados

hacia 1.350 d.C. y totalmente olvidados para 1.650 (Calandra, H.A & Salceda, S.A. 2004), (Denevan, W. M. 2007), (Walker, J.H. 2008).



Fig. 160: Llanos de Moxós en Bolivia. En esta imagen pueden verse la multitud de camellones agrícolas abandonados y las líneas de paleocanales. La enorme extensión y lo repentino de su desuso son una incógnita aún sin explicar.

La región del Alto Xingú en la Amazonía meridional (Mato Grosso, Brasil) es un ejemplo de asentamiento y uso de la tierra con un patrón en racimo de urbanismo prehistórico (12°21'53.59"S 53°12'33.73"O). Se trataba de una red de comunidades integradas en un patrón disperso y policéntrico de 28 pueblos circulares (20-50 ha) y aldeas (<10 ha) organizado en una jerarquía en racimo, del que en la actualidad sólo quedan las poblaciones capital. La cabecera del río Xingú es un saliente selvático hacia los bosques de matorral y sabanas deciduas del Mato Grosso. Los pueblos circulares, cada uno de los cuales tenía entre 800 y 1.000 habitantes, estaban rodeados por grandes zanjas a las que se añadieron empalizadas de madera, puertas, carreteras y áreas secundarias rituales, de almacenamiento y agroforestería. La continuidad en el uso de la tierra y la tecnología utilizada, el manejo extensivo de los humedales y la piscicultura ha hecho que se pueda estimar una población regional de >2,5h/km² (más de 50.000 personas en su momento álgido, diez veces más que en la actualidad) (Heckenberger, M.J. et al. 2008). Este tipo de casos no son aislados y demuestran que antiguas culturas se pudieron desarrollar en regiones selváticas Amazónicas, como de hecho ocurría en los bosques de la Europa prerromana (Valero Garcés, B. et al. 2014).

En una región de similares características del estado brasileño de Acre, a menos de 200 Km de los Llanos de Moxós, la deforestación ha revelado una multitud de geoglifos (Fig.161) que demuestran la transformación agroforestal antropogénica de larga duración por parte de grupos precolombinos. Estos desmontaron selectivamente el bosque para posteriormente manipular su composición y ocuparlo intensivamente. En la actualidad hay más de 500 de los llamados “geoglifos” visibles desde el aire (10°42'33.70"S 68°10'10.59"W) (10°35'44.06"S 67°41'14.28"W). Allí el bosque de bambú ocupaba la región y se realizaron durante varios milenios aclarados en un bosque antropogénico. En lugar de una deforestación relativa a una explotación agroforestal se produjo un cultivo selectivo en un contexto económico más allá del autoconsumo. Se trata de recintos circulares rodeados de zanjas de hasta 11 metros de ancho y 4 de profundidad, (realizadas con la idea de mantener el foso con agua), y un diámetro de entre 100 y 300 metros. Algunos fueron reutilizados y reformados e incluyen conjuntos de hasta 6 recintos en una misma área, aunque parece que estaban ocultos a la vista. Fueron construidos y utilizados esporádicamente como sitios de reunión ceremonial y pública entre 2000 y 650aAP, con las primeras construcciones fechadas en 3500-3000aAP. No se sabe casi nada de sus constructores, más allá de que se trataba de una red de grupos locales autónomos y que los recintos fueron utilizados por diferentes grupos culturales. Estos grupos humanos parecen haber sido de grandes dimensiones y vivían como poblaciones interfluviales en una escala bastante impresionante. Comprender la naturaleza y extensión de las transformaciones del paisaje de bosque de bambú que se realizaron allí tomará mucho tiempo, ya que se trata de un área de 150.000 km². El bosque de bambú (*Guadua sp.*) que hay en la actualidad ha estado presente en esta localización la práctica totalidad del Holoceno reflejando las características bioclimáticas regionales y su resistencia a condiciones climáticas variables. La tala del bambú estaba relacionada con prácticas agroforestales que tenían en cuenta la muerte masiva y periódica cada 25-30 años de esta planta y de forma aleatoria también con la creación de nuevos espacios de vivienda y prácticas agrícolas. La cronología ha indicado que entre 8.000 y 3.600aAP el bambú estaba presente ininterrumpidamente, así como diversos usos agroforestales de bosque antropizado/jardín cultivado; entre 3.600 y 650aAP se abrieron estos recintos donde cultivaban todo tipo de palmas y algunas otras

plantas alimenticias, manteniendo separados otros recintos para la vivienda, la ceremonia o el cultivo ordenado de bambú; estos recintos fueron completamente abandonados en el 1350dC y progresivamente cubiertos de nuevo por el bosque. Sólo la deforestación de los últimos 50 años ha permitido localizarlos desde el aire y desde entonces se ha podido estudiar esta larga tradición de agroforestería y manejo de recursos que alteró la composición del bosque nativo de bambú durante milenios y se encuentra en la actualidad completamente olvidada (Watling, J. et al. 2016, 2017), (Piperno, D.R. et al.2015, 2017).



Fig. 161: Geoglifos de Acre. Google Earth Pro. Otra región Amazónica recientemente deforestada que deja ver una multitud de marcas arqueológicas (1, 2, 3, 4, 5) que implican usos intensivos agroforestales que entraron en declive en 1350 y ya habían desaparecido por completo en 1850.

Todos los sistemas agroforestales y modos de cultivo o aprovechamiento más allá del bosque/jardín de la Amazonía occidental fueron abandonados para el período de 1350-1400dC. Aunque algunos modos sobrevivieron tangencialmente hasta 1800, la mayor parte sufrieron un proceso de abandono y desaparición que comenzó al menos un siglo antes de la llegada de los europeos y no sobrevivió a la colonización (Oliver, J.R. 2008). La respuesta a la pregunta del porqué de este abandono ha intrigado durante años a los antropólogos e historiadores que han llegado a proponer la llegada prematura de gentes del Viejo Mundo al Nuevo que habrían extendido enfermedades antes de 1492. Apartándonos de teorías esotéricas, sugerimos que una combinación de eventos bioclimáticos y demográficos asociados hicieron desaparecer los cultivos y las sociedades que los crearon. Estas

poblaciones fueron progresivamente sustituidas por migraciones provenientes de la costa oriental que ascendían por los ramales Amazónicos. Una serie de sequías, inundaciones, y eventos ENOS extremos, relacionadas probablemente con el OMC y la PEH tuvieron lugar en esa época y pudieron ser una de las causas de este abandono. El paisaje fue recuperando paulatinamente las características de un bosque cultivado más propio de los cazadores recolectores entre el S.XV y el XIX. En ese momento el auge cauchero inició un ciclo de deforestación que disminuyó después de 1915 y se intensificó a partir de 1960 con el descubrimiento de petróleo, la minería y la deforestación dedicada a la ganadería y los cultivos extensivos de un mundo globalizado. El debate sobre si los usos indígenas de la tierra en la Amazonía conservan o agotan los recursos continua a día de hoy, en parte porque tampoco existen ejemplos actuales de las dinámicas precoloniales. En ocasiones existió intencionalidad en la conservación, pero en otras ocasiones, cuando existía presión poblacional, estas consideraciones quedaron relegadas a un segundo plano. En ocasiones, la interacción fue destructiva y muy poco sostenible y sólo la ausencia de medios tecnológicos modernos o avances técnicos impidió la destrucción del paisaje. En la actualidad estos medios existen y se está produciendo una deforestación masiva con una huella muchísimo mayor de la que ha tenido nunca el ser humano en la región. La mayor parte de la interacción actual con la selva se produce por parte de grandes empresas internacionales y grandes terratenientes que aportan el capital, y colonos de nuevo ingreso sin experiencia o interés en los métodos más tradicionales.

Existen en la Amazonía occidental ecuatorial una multitud de nacionalidades indígenas residiendo desde hace largo tiempo. Aunque en el imaginario está que los lugares en los que habitan han sido parte de su hogar desde hace milenios, esto no es así. En realidad, incluso los más arraigados pueblos Amazónicos son relativamente recientes, como mucho presentes en la misma área desde hace unos pocos cientos de años. Los manejos antrópicos de estos pueblos difieren mucho los unos de los otros, pero suelen tener en común la sostenibilidad dentro del cambio, la concentración de los principales impactos y la dispersión de los impactos menores debido a densidades de población pequeñas. En muchas ocasiones estas sociedades ocupan regiones que antes de la colonización tenían formas económicas completamente distintas y mantienen en su legendario algunas de estas cuestiones. Debido a que las sociedades

tradicionales preeuropeas eran abundantes y ambientalmente significativas, conformando un componente vital del paisaje (Denevan, W.M. 2007), cabe preguntarse dónde están los restos de estas sociedades en la Amazonía ecuatoriana. Los Omaguas eran el gran grupo de origen tupí-guaraní que migró a través de los afluentes Amazónicos estableciéndose aproximadamente en el 1.200d.C. en el Oriente Ecuatoriano y empujando a los grupos Shuar-Achuar y Waorani, los cuales encontraban en los pueblos Andinos y la cordillera la frontera natural. Estos pueblos no dejaron ninguna prueba de agricultura a gran escala, y aunque los conquistadores lo reseñan, no queda rastro de las ciudades o los grandes recintos agroforestales que se supone habrían controlado (Noelli, F.S. 2008). Las causas por las cuales no existen restos arqueológicos de grandes asentamientos o culturas agrícolas en el Oriente Ecuatoriano no han sido establecidas hasta el día de hoy.

VI-3-3-3- Los riesgos de la actividad antrópica

Tanto la agricultura como la explosión urbana y demográfica asociada generan efectos erosivos y la pérdida de suelos se considera un grave problema de sostenibilidad agrícola. Las actividades humanas aceleran los índices de erosión de suelo, que es también mayor con la hiperabundancia, torrencialidad y estacionalidad en las precipitaciones, baja infiltración edáfica y las pendientes pronunciadas que aumentan el potencial gravitatorio. El lavado de suelos más intenso y la erosión más activa relacionada con los regímenes fluviales y una exacerbada dinámica de laderas se produce donde la llanura del Amazonas se encuentra con el flanco oriental de los Andes, especialmente al realizar infraestructuras o ampliar la frontera urbana o agraria. A medio y largo plazo se reduce la productividad y sostenibilidad de las tierras agrícolas. En Ecuador las pendientes cultivadas son más pronunciadas que 15° y no es raro encontrar cultivos que parecen imposibles sin aterrazamiento, por encima de los 45°. En lugar de aterrazamientos, se ha producido un incremento del uso de maquinaria agrícola en pendientes pronunciadas de hasta 30° en los Andes ecuatorianos. Otras actividades que fomentan la erosión y no han sido consideradas son el aumento del pastoreo en la franja lindante con el páramo, la minería, la tala de bosques y los incendios y la sustitución por especies invasoras y muy inadecuadas. Incomprensiblemente las extensas terrazas de los pueblos prehispánicos se encuentran abandonadas y en mal estado y se prefiere el cultivo en

ladera. Por si la rabiosa dinámica geomorfológica de erosión no fuera suficiente, estas actividades humanas la recrudecen aún más, sin que haya una conciencia o consideración por parte de los gobiernos acerca de este problema, que es sistemáticamente ignorado a pesar de los numerosos estudios que se realizan al respecto. El fatalismo sobre la pérdida de suelos está instalado entre los pequeños agricultores y para ellos existen otras prioridades más urgentes. Los programas y proyectos que han intentado llamar la atención sobre esta cuestión son pocos, están mal financiados y dirigidos y no han obtenido resultados. Algunas ONGs y organizaciones para la cooperación han realizado proyectos puntuales, pero sin un impulso público el conocimiento y las metodologías para la mitigación son pocas o no son consideradas. Mientras tanto los suelos se degradan, los ríos ganan turbidez y se reduce su navegabilidad y los sedimentos se depositan masivamente en los cauces y embalses, dañando la capacidad hidroeléctrica y obligando a costosas reparaciones de infraestructuras o traslados agrícolas (Borja, P. et al. 2018). En ocasiones pueblos enteros son desalojados al encontrarse en grave riesgo y es muy común que las comunicaciones principales del país se paralizen por movimientos en masa fácilmente previsibles (como en el río Paute en 1993, que embalsó 50Km y produjo otro desastre al ser desembalsado un mes después). Los recursos desperdiciados en solucionar estos problemas son incalculables. Las políticas públicas han preferido invertir en megainfraestructuras que en prevención. Posiblemente una causa es que formar a la población y legislar contra la mala práctica es una política con poco rédito electoral (aunque barata), mientras que la reconstrucción es muy visible y electoralmente provechosa (aunque muy cara) (Harden C.P. & Hyman G.G. 2007). La transferencia masiva de sedimentos seguirá siendo una característica del Antropoceno e incluso se han implementado varios programas internacionales para actualizar las redes científicas que desarrollan proyectos relacionados, creando una base de datos global que identifica los lugares con mayor índice de erosión antropogénica y localiza las regiones con falta de datos (Hoffmann, T. et al. 2015). En todo caso esta es una región con excelentes oportunidades para la generación de energía hidroeléctrica debido a los potenciales gravitatorios y los flujos constantes de los ríos Andinos. Los proyectos para la construcción de embalses y represas son una de los más activos intereses de los últimos gobiernos. Las presas de Paute, Agoyán o Coca Codo Sinclair suponen evidentes ejemplos de este interés (Eissen, J.P. et al. 2004), (Buytaert, W. et al. 2006), (Anderson, E.P. et al. 2011b).

La deforestación de los bioclimas inter y altoandinos y su cubierta vegetal son un elemento muy importante en la dinámica geomorfológica. El Delta del Ebro es un ejemplo de geomorfología fluvial provocada por la deforestación desde época romana del Valle de Ebro para su conversión en tierras de cultivo y la intensificación de la deforestación a partir del SXVI (José María García Ruiz, comunicación personal, 17 de Octubre 2018)

Del mismo modo es de esperar que haya sucedido de forma muy impresionante un proceso similar en los Andes. La cuenca del Pastaza acumula sedimentos de un área muy grande cubierta de materiales deleznable y cuya dinámica podría haber ido en ese sentido, que ha sido afectada por la deforestación y la conversión en cultivos.

Queda por esclarecer cuál ha sido la importancia de esto en la geomorfología del Megacono del Pastaza. En nuestra opinión las marcas holocenas de destrucción del cono y la dinámica fluvial indican una importante prevalencia de la actuación antrópica. La creación de presas y obstáculos y la gestión de cauces debería tener en cuenta este importante hecho geomorfológico, pero no se ha encontrado ningún tipo de bibliografía o documento al respecto. Para los gobiernos nacionales y locales “desarrollo” es sinónimo de “desarrollo urbano y construcción” en torno a sus redes clientelares o electorales. Esto produce que cualquier otra consideración sea desechada, en especial si se debe aportar capital sin retorno evidente. El bienestar y progreso de las poblaciones humanas dependen de la integridad de los servicios ecosistémicos relacionados con el agua, la producción agrícola, la estabilidad y seguridad en las laderas, la contribución a la regulación del clima y la biodiversidad (Anderson, E.P. et al. 2011). Los ambientes secos y los lugares muy elevados como los páramos y bosques húmedos y fríos son frecuentemente usados para el pastoreo extensivo de ganado, existiendo tensiones entre la conservación y protección y el desarrollo humano (Hole D.G. et al. 2011). Durante la segunda mitad del siglo XX las perturbaciones antropogénicas han terminado por destruir en la práctica los bosques de *Polylepis spp.*, los cuales estaban muy afectados y ya sólo son parches inconexos. La conectividad entre los ecosistemas altoandinos y la llanura Amazónica está muy afectada y revela incontables amenazas para la diversidad y la pérdida de servicios ecosistémicos (Suárez, C.F. et al. 2011).

Las observaciones de los glaciares Andinos denotan su inequívoco retroceso desde la PEH,

que aunque no fue continuo y tuvo períodos de estancamiento, se ha acelerado de forma transcendental, haciendo desaparecer algunos y reduciendo a neveros testamentales a muchos otros. Los problemas derivados de la modificación antropogénica de los bioclimas afectan a las poblaciones vulnerables (casi siempre las más pobres), cuya protección nunca ha sido la prioridad de las Naciones Andinas. Incluso los gobiernos progresistas someten sus economías al capital y la obtención de beneficios económicos y políticos, muy por encima de cualquier otra consideración (Vuille, M. et al. 2008).

El uso del agua en los Andes es intensivo y es el servicio ambiental más importante, junto con el almacenamiento de carbono y la regulación bioclimática del Amazonas. El 85% del agua superficial utilizada en la ciudad de Quito proviene de las tomas parameras de Papallacta Cunuyacta en la reserva Cayambe-Coca, Micacocha-Antisana y el Río Pita, proveniente de los volcanes Cotopaxi y Sincholagua. Todas ellas están por encima de los 3.200msnm o rozando los 4.000. El medio millón de habitantes de Cuenca utiliza aguas superficiales parameras en exclusiva mediante las captaciones de Tomebamba, Yanuncay y Machangara. Este recurso se encuentra en peligro debido a las múltiples concesiones mineras que se ciernen sobre los ecosistemas altoandinos. Del mismo modo, el 98% del agua de riego es suministrada por recursos superficiales.

El drenaje de los ecosistemas altoandinos reduce la evaporación, aunque aumenta la escorrentía y la erosión y varía la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo. La eliminación de la cubierta vegetal ha producido lixiviados en los Andes y laterificaciones significativas en la selva (Buytaert, W. et al. 2006). En la frontera Amazónica la mayoría de la población tiene un suministro inadecuado de agua y saneamientos, y lo mismo puede decirse de muchas de las ciudades de nuevo cuño. Esto se relaciona con enfermedades relativas al contacto con agua contaminada o insectos vectores que se reproducen en el agua estancada (malaria, dengue, zica, chikungunya) y a los altos niveles de mortalidad infantil. Se depende del agua envasada para el abastecimiento de agua potable en la mayoría de Ecuador. El problema no es la falta de agua, sino la falta de capacidad institucional para instalar y mantener sistemas de agua de calidad. Del mismo modo la recogida de basuras es muy deficiente o se deja en manos privadas, y como la planificación lleva a construir barrios muy alejados de los centros urbanos, los camiones de la basura ni siquiera llegan a ellos. Por ahora, el reciclaje, la contaminación y las basuras son una asignatura pendiente para las

administraciones locales y los legisladores nacionales. Las grandes industrias han estado acostumbradas a la eliminación de residuos sin tener en cuenta la ley o la ética y los gobiernos tienen poca capacidad para obligar al cumplimiento de la ley.

La descontaminación de los pasivos ambientales y los vertederos ilegales es muy cara y las industrias internacionales pueden sortear las multas y las remediaciones, incluso cuando son condenadas en firme por juzgados locales. En el caso de Ecuador vs Texaco/Chevron, por ejemplo, la justicia ecuatoriana ha condenado a la empresa a pagar 9.500.000.000\$ para la biorremediación de los derrames producidos hace 25 años, pero es muy improbable que lleguen a abonar ni siquiera una fracción de esa multa (Texaco Tóxico, 2018), (Cancillería de Ecuador, 2018). Las minas de áridos y cementeras causan problemas de contaminación del suelo y del aire o dejan laderas y riberas inestables. La industria extractiva en el Napo y Pastaza se produce *directamente en el cauce*. Para las poblaciones Amazónicas estos riesgos se combinan con la contaminación de las descargas ilegales y pasivos ambientales, la tala ilegal o las grandes poblaciones flotantes y economías dependientes (Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007).

La población urbana de Ecuador ha aumentado de un 28,3% en 1950 a un 60,3% en 2000 y al 64% en 2017 (Banco Mundial, 2017). En la Cuenca Oriente la situación en los años 50 era de absoluta ruralidad. El Puyo y El Tena son poblaciones ciertamente pequeñas, que no superan los 20,000 habitantes, mientras que Nueva Loja/Lago Ágrio, fundada en 1971 ronda los 50,000 habitantes y Puerto Francisco de Orellana/El Coca fue fundada en 1958 (Fig.162) y no supera los 45,000 censados. Si bien es verdad que la población es muy escasa, también lo es que la intensidad de la ocupación industrial petrolera es muy importante; estas ciudades pueden duplicar su población en cuestión de meses en función del precio del petróleo. El desarrollo urbano se superpone sobre los paisajes naturales, los recursos y los ecosistemas, no sólo de las áreas urbanizadas sino también en el paisaje rural y natural, impulsado por la actividades que responden a las demandas urbanas. La gestión ambiental es una tarea política que depende de la capacidad e interés de las distintas escalas de gobernanza. Si el interés o la capacidad de los actores de gobierno no son adecuados se contribuye a la destrucción o degradación ambiental. Las Provincias Amazónicas de Ecuador sufren crónicamente de gobiernos regionales radicalizados y enfrentados y una democracia de baja calidad en donde

los principales puestos de control ambiental están manejados por la cercanía a las redes clientelares políticas y no por las capacidades o intereses con respecto a la gestión ambiental.

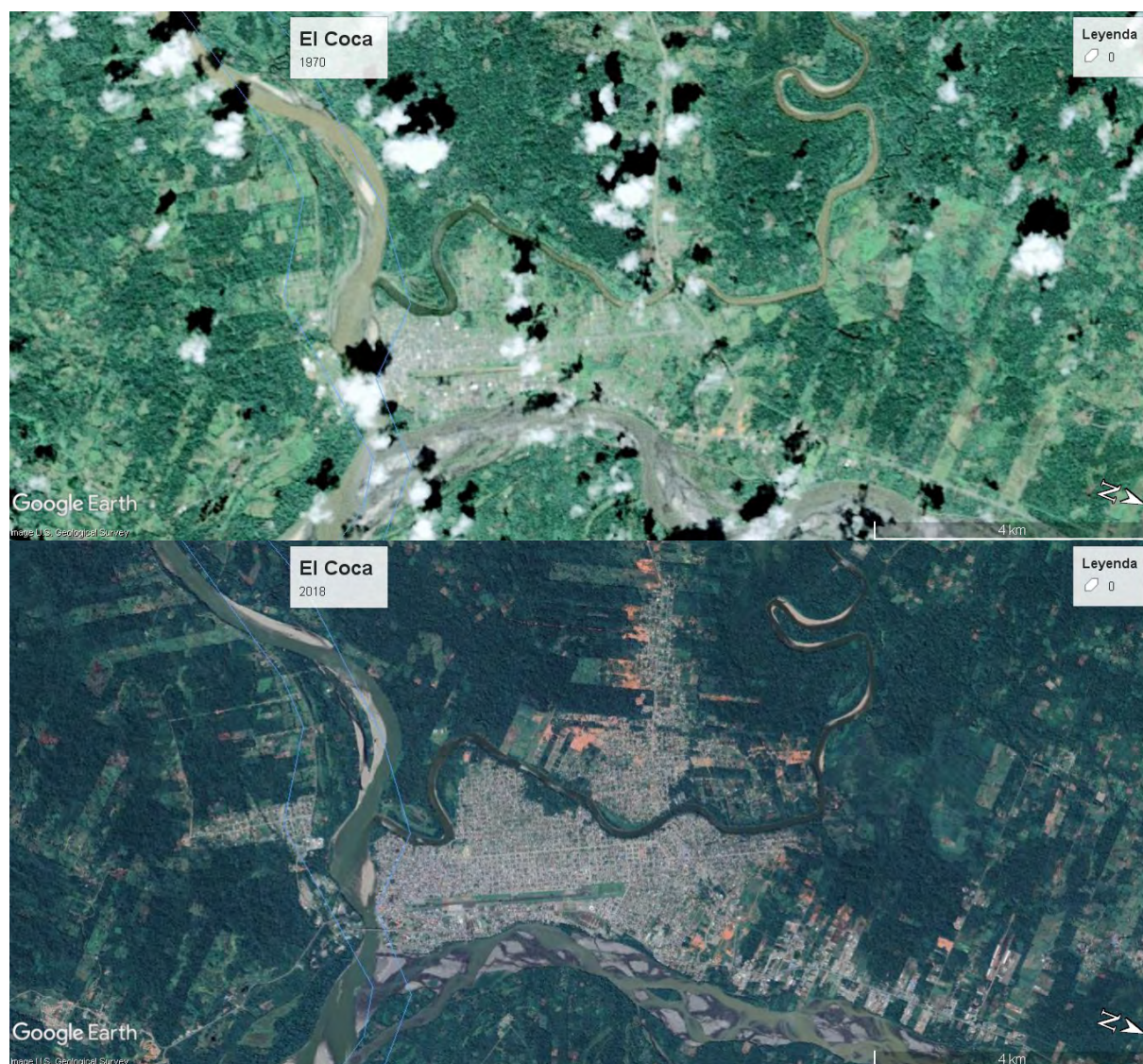


Fig. 162: Evolución de la ciudad de El Coca entre 1970 y 2018 , muestra de la explosión urbanística en un contexto de industrialización petrolera y laxitud normativa.(Google Earth Pro)

A pesar de los múltiples problemas de la llamada “Revolución Ciudadana”, se ha hecho un enorme esfuerzo en las inversiones relativas en la gestión del agua y los residuos, así como de otras infraestructuras relativas al cuidado de los servicios urbanos ambientales. La urbanización del interior ha sido centralizada y despótica, como demuestra el abandono de las “Ciudades y Escuelas del Milenio”, que se construyeron sin tener en cuenta la tradición o las

necesidades de la población local y suponen en la actualidad un pasivo ambiental no reconocido. El desarrollo de megainfraestructuras sin tener en cuenta a la población ha resultado en una simulación de la modernidad que no ha cuajado y poco a poco será comida por la selva (Vallejo, I. et al. 2016). En la Ciudad del Milenio de Pañacocha, por ejemplo, sus habitantes se han negado vivir debido a que esta población rural y dispersa, acostumbrada al contacto con los animales y la naturaleza es instada a asentarse en poblados encementados en los que no se les deja tener animales ni cultivos, donde no pueden realizar sus actividades tradicionales y pierden el contacto con la naturaleza. En conversaciones en 2016 con uno de sus habitantes, Miguel (nombre ficticio) decía: *“....figúrese, a mi abuelito le dijeron que tenía que vivir acá, dejar la chacra, y sí vino. Pero hacía muchísimo calor, se ponía malito. Las escaleras no las subía. Tampoco dejaban tomar la chicha. Hicimos un ranchito en la parte de abajo con madera, pero vinieron las autoridades para que lo quitáramos. No podía tener pollos, tampoco. Vinieron de Quito a hacer una charla. Una niña francesa nos enseñó cómo teníamos que recoger la popó de los perros y sacarlos de paseo con un cordel. Mi abuelito fue de vuelta a la chacra, allá sigue con sus pollos y sus perros y la mula que no dejaron meter acá. Nosotros alquilamos la casita, sabe, a los turistas, pero no podemos decirlo porque nos la quitan. La mayoría están abandonadas. Las escuelitas también las cerraron y en la nueva no hay corriente ni profesores. El mercado ese enorme funcionó sólo un día; cuando vino Correa a inaugurararlo y todos hicimos el teatro de lo felices que éramos”* (Entrevistas personales, 2016). Mientras tanto, a menos de 100 metros los restaurantes que ofrecen sus servicios a la canoa del turno venden alcohol (prohibido en las ciudades del Milenio) y carnes de caza protegida que es consumida sin tapujos por los turistas, petroleros y funcionarios. Este estado de las cosas es similar por toda la región. Las empresas petroleras adquieren las competencias de los gobiernos locales, ofreciendo servicios médicos, agua potable, escolarización o capacitaciones, en el mejor de los casos (o licor, canoas y armas de fuego en el peor) a cambio del control sobre el acceso al territorio, lo que ha dado lugar a un sinnúmero de tropelías.

Sin un verdadero servicio de basuras o saneamientos, estas acaban en zanjas cercanas, en la calle o los cursos de agua produciendo plagas, enfermedades y obstruyendo los drenajes. El lixiviado de la basura y los saneamientos contaminan las fuentes de agua y añade riesgos geomorfológicos al situar los basureros en barrancos, cañones, conos de deyección y abanicos

aluviales, en el trayecto directo de flujos de lodo (como es el caso del basurero de Baños, situado en una quebrada lahárica de alto riesgo. Pocas ciudades tienen un manejo ambiental eficiente de sus desechos, aunque en los últimos años se han hecho importantes esfuerzos al respecto y se han gastado muchos recursos en ello. Muchos de los asentamientos de mayor riesgo consisten en viviendas ilegales en laderas propensas a deslizamientos o en la trayectoria de peligrosos flujos de escombros, así como llanuras de inundación. En cierta manera la construcción desordenada y el desconocimiento de los riesgos no está entre las prioridades de la sociedad. La construcción en lugares de riesgo se produce por parte de población de bajos ingresos, que desconocen el riesgo o saben que no serán desalojados. Algunas poblaciones son realojadas con propiedad fuera de los riesgos, pero se han visto casos en los que los realojos de un deslizamiento se realizan sobre los restos de otro, alejado pocos centenares de metros. En algunos casos las poblaciones se encontraban libres de riesgos, pero el crecimiento urbano y la dinámica geomorfológica ha modificado estas áreas. Este es el caso de la ciudad del Puyo y la avulsión del río Pastaza, cuyo cauce ha sido completamente modificado desde el año 1985.

Los desastres naturales han sido comunes en el pasado, y lo serán en el futuro debido a la desaparición de los glaciares y la cubierta vegetal y la consecuente desestabilización de las laderas. Como ejemplo, el 13 de octubre de 2000, la cara Norte del pico Monja Grande en el volcán El Altar se desplomó sobre la laguna Amarilla, produciendo un flujo de barro y escombros que llegó al río Chambo, desbordándolo y llegando al Pastaza. Los daños materiales y personales fueron muy cuantiosos (Eissen, J.P. et al.2004). Estos eventos son muy comunes en la región. Los gobiernos, la comunidad científica y los ciudadanos tienen en su mano reducir los daños y la intensidad del riesgo geomorfológico. Estos riesgos están relacionados con las dinámicas de laderas, fluviales, volcánicos y tectónicos, pero también con la capacidad del ser humano para detonar o intensificarlos o incluso de ponerse a sí mismos en riesgo. Históricamente la inestabilidad de los distintos gobiernos, la burocracia ineficiente y centralizada, la financiación insuficiente y la difusión limitada y confusa de la información a un pueblo desinformado, ajeno e inconsciente ha producido temor frente a los desastres, desconfianza a las autoridades e indefensión de los científicos. Estas cuestiones pueden resumirse en un triángulo de la desconfianza: los pobladores locales no confían en la

acción gubernamental; la población local no confía en la información proporcionada por el gobierno; las autoridades no entienden o no creen los a científicos o no están interesados en la ciencia; la población local ni entiende ni cree a los expertos, a quienes considera además cómplices de las autoridades. Los expertos han fallado tradicionalmente en hacerse entender por las autoridades y la población acerca de cuáles son las amenazas y las posibles soluciones. Las poblaciones son vulnerables a los desastres naturales y ciertas condiciones, como la ubicación de las viviendas y las infraestructuras o el nivel de ingresos afectan la intensidad de los desastres naturales. La vulnerabilidad aumenta cuando la población local, los científicos y los políticos o administradores no se comunican entre sí y no confían unos en otros. Sin confianza en las instituciones, la población pone en cuestión la información distribuida y protesta contra los esfuerzos que intentan prevenir futuros desastres. Sin la adhesión del gobierno y la ciencia y sin la confianza de la gente en los expertos, los residentes continuarán viviendo en zonas de peligro, afectando desproporcionadamente a las poblaciones pobres y marginadas (Carey, M. 2004). El caso paradigmático ha sido la erupción del Tungurahua desde 1999. El pronóstico de las amenazas volcánicas es intrínsecamente incierto y resulta imposible predecir la eventualidad de las erupciones. Las instituciones de vigilancia de los volcanes ofrecen asesoramiento sobre cómo prepararse para el riesgo volcánico y mitigarlo. La carretera recién construida a lo largo del río Patate ha cortado la ladera occidental, desestabilizándola. Durante el tiempo que duraron las obras de esta infraestructura, el valle al completo se encontraba cubierto de una neblina que no se debía al volcán, sino a la desestabilización de las laderas producto de las obras. En cualquier caso, la caída de cenizas ya formaba parte de la vida diaria de las poblaciones. Las quebradas de Juive, Achupashal, Chontapamba, Choglontus y Terremoto han quedado profundamente afectadas y no se espera una pronta recuperación. Incluso el ordenamiento territorial ha quedado afectado. La ganadería, que era el medio de vida fundamental en el río Chambo tardará muchos años en recuperarse. El edificio Tungurahua II está compuesto por lavas andesitas tan jóvenes como 14KaAP, y fue parcialmente destruido por el colapso en $2955 \pm 90\text{aAP}$. Este colapso parcial tan reciente produjo una avalancha de escombros de $2,8 \text{ Km}^3$, extendiéndose 20Km en la forma de monstruoso lahar (Le Pennec, J-L. et al. 2005)

Las acciones humanas modulan los riesgos ambientales, pero sólo los más intensos,

frecuentes o dolorosos parecen movilizar a la población. Los desastres más pequeños son absolutamente rutinarios y ni siquiera se entiende que haya forma de evitarlos (Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007). El fatalismo y la desesperanza de la población no parece despertar en los gobernantes una verdadera intencionalidad de mejorar la vida de sus conciudadanos. El Paisaje Andino Amazónico no sólo es maltratado por el ser humano, sino que quien más sufre la acción antrópica son las propias personas que viven en la región. En el año 1999 no existía ni siquiera un plan de evacuación efectivo, lo que produjo una gestión muy deficiente del riesgo. Las autoridades no eran competentes, la población no estaba informada en modo alguno, no existía un monitoreo volcánico y la cartografía era muy deficiente. Como resultado, la evacuación fue un desastre que produjo efectos económicos muy negativos. Para la erupción mayor de 2006 el monitoreo era mayor, pero las autoridades seguían siendo muy ineficientes y la población había quedado muy afectada, rompiéndose la confianza mutua. Como resultado murieron varias personas en eventos relacionados con lahares y la economía quedó otra vez gravemente dañada. La Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos (SNGR) comenzó en 2006 con un éxito parcial, aunque se recalcaba su lentitud. Desde el gobierno central se habían puenteado a las autoridades locales, que se habían demostrado inútiles, y la población se había acostumbrado a los efectos y los eventos del volcán. Las poblaciones de Cahujá Bajo, Santa Fe de Galán, Cusúa, Chacauco, Cotaló, Pillate, Bilbao y Choglontus han sido muy afectadas por estos fenómenos. En algunos casos, como en Puela y Pachanillay, el modo de vida se ha visto profundamente afectado, e incluso abandonado. Para 2014 la actividad de la SNGR se consideraba un éxito, ya que se había reestructurado y descentralizado, se había conseguido un mejor monitoreo científico y establecido una red informal de alerta e información, con evacuaciones en fases y según topografía. Esto contrasta con las acciones tomadas al comienzo de la erupción del Tungurahua en 1999. Los cambios formulados para 2018-2019 parecen ir en contra de la mejora de las condiciones de la gestión del riesgo y una vuelta a las condiciones preexistentes de 1999, con la militarización de la SNGR y la reducción de los presupuestos.

VII- Diagnóstico General

Al comienzo de esta tesis realizamos una enumeración de los objetivos que se deseaban alcanzar. La mayoría estaban relacionados con entender los procesos bioclimáticos y geomorfológicos que actuaban en los paisajes Andino Orientales del Ecuador. Este paisaje se sustenta en un contexto estructural que conforma los Andes y la llanura Amazónica en un proceso morfológico que hunde sus raíces en el Cretácico. La orogenia Andina y el vulcanismo proporcionan el material sedimentario y potencial gravitatorio, mientras que la atmósfera, en la forma de las corrientes y de las formas que hemos visto, proporciona el agente morfogenético en forma de agua. La formación de los bioclimas predominantes ha resultado ser antiquísima. La capacidad de los bosques tropicales y ecuatoriales para establecerse y mantenerse en este contexto también parece ser muy antigua y su formación puede rastrearse hasta el Eoceno. La torrencialidad y estacionalidad de las precipitaciones ha ido progresivamente en aumento desde mediados del Cenozoico. Las formas del relieve Miocenas, con los sistemas de humedal y megaconos aluviales fueron cambiando a un sistema fluvial derivado al Este. En el Plioceno se produjeron una serie de transformaciones tectónicas y climáticas muy importantes que modificaron de forma sustancial los bioclimas globales. El Pleistoceno ha visto cómo esta transformación se llevaba al extremo, produciendo pulsos glaciales cuyas consecuencias para la vida y la geomorfología son fundamentales.

El ser humano, como miembro de la biocenosis modificó los paisajes Amazónico Andinos desde muy temprano en su aparición, aunque al principio se tratara de una modificación leve y sin apenas resultados evidentes. A medida que fue estableciéndose su influencia como cazador-recolector fue ampliándose. Poco a poco los paisajes fueron transformados por la extracción de materias primas, la agricultura y la ganadería. La influencia humana actual tiene que ver con la enorme expansión de su población, que produce grandes extensiones de paisajes puramente urbanos y la industrialización y agricultura, que transforman el territorio y mediante la extracción, la transformación y el deshecho de materiales.

Mientras que podemos discutir si el ser humano está provocando o no una extinción o un cambio climático antropogénico, de los que no podemos desprendernos es de la certeza de que nos encontramos en un período "Antropoceno", donde la actividad humana influye en todos

los sistemas terrestres: geológicos o bioclimáticos. Esta influencia es cada vez mayor y tendrá efectos masivos en lo que resta de siglo, especialmente en la vida de las personas, las sociedades y los bioclimas.

Los paisajes Andino Amazónicos ecuatoriales proponen un ejemplo que reúne un buen conjunto de puntos de vista, escenarios y factores que actúan en esta dinámica de transformación. A lo largo de este estudio hemos observado la interrelación entre los elementos físicos, biológicos y humanos, en la forma de geomorfología, clima, biótica y actividad humana. De esta relación y análisis podemos extraer algunas conclusiones y realizar algunas declaraciones con carácter particular y general, acerca de la región de estudio y también del conjunto de la Tierra.

VII-1- El dinamismo del relieve

La Tierra puede considerarse una entidad dinámica cuyo movimiento da lugar al modelado del relieve que conforma el paisaje, tanto a partir de las fuerzas interiores (orogenia, vulcanismo, tectónica) como a las exteriores (clima, agua, vida), y está siendo hoy día transformado por la actividad humana. Este relieve vivo y en evolución ha sido propulsado por los ciclos erosivos-estáticos del Cuaternario, configurando una dinámica paisajística específica para cada región. La actual circulación atmosférica y de las corrientes marinas alimenta los ciclos climáticos actuales. Estos ciclos glaciales producen la congelación de los procesos erosivos relacionados con el agua líquida en los Andes ecuatoriales, mientras el aporte de sedimento y el alzamiento orogénico continúan durante períodos sustancialmente largos. Luego, durante los interglaciales, gran parte del sedimento acumulado sale de forma impresionante a través de unos pocos canales, en forma de flujo abrasivo de primer orden. El Pastaza es el principal de estos cauces, y en pocos miles de años traslada una importantísima cantidad de sedimento a la llanura, transformando las formas del relieve preexistentes. La acumulación y evacuación de material de los Andes tiene importancia en los procesos volcánicos, ya que los derrumbes y flujos más importantes se encuentran sincronizados con los máximos y mínimos de la cubierta glaciaria. Este proceso genera un rebote isostático más

intenso (y tiene importancia en el vulcanismo *per se*), acelera el Ciclo de Irion, dinamiza los procesos de ladera y fluviales, reforma la morfología, acumula sedimento en el depocentro de la Cuenca de Antepaís, moviliza el sedimento antiguo y proporciona nutrientes a la Cuenca Amazónica. Este movimiento de material es el factor geomorfológico más importante del Oriente Ecuatorial Andino y determina las dinámicas fluvial y de laderas. Los períodos Interglaciales como el actual intensifican el proceso erosivo-sedimentario, debido al aumento de la precipitación y las temperaturas, y posiblemente de la torrencialidad y estacionalidad en el margen montano. Durante los Interglaciales la ZCIT se encuentra situada dos veces al año impactando con sus frentes colmados de humedad directamente sobre la salida a la llanura del Pastaza. Es decir, en los momentos en los cuales estos frentes pueden producir una mayor cantidad de precipitación se encajonan en el cañón del Pastaza, ascendiendo y precipitando sobre una cuenca rellena de regolito volcánico muy poco consolidado. Esto produce que una importante cantidad del sedimento Andino que llega a la Amazonía tenga su origen en la Cuenca del Pastaza. La ZCIT modifica su alcance al Sur y su intensidad en función de la temperatura interhemisférica y la TSM en el Atlántico. Por ello los ciclos glaciales tienen importancia no sólo en la acumulación de material en los Andes durante la ralentización de los procesos erosivos, sino que influyen directamente en la intensidad, cantidad, estacionalidad, torrencialidad y duración de las precipitaciones sobre el Alto Pastaza y la competencia del principal agente morfogenético, el agua.

El Megacono aluvial del Pastaza es uno de los pocos que aún se encuentra en funcionamiento en el Mundo, y quizá el único que tiene ciclo erosivo-acumulativo en los Andes. En comparación con el Marañón, de quien es tributario, produce la mayoría del sedimento de la cuenca conjunta. De hecho, al comparar sus morfologías se comprueba que el Marañón no ha rellenado por completo la Cuenca de Antepaís que le correspondería, e incluso se quedan al descubierto las formaciones que en el Pastaza subyacen muy por debajo del sedimento o incluso han sido arrasadas por la acción abrasiva del mismo. Las pulsaciones deposicionales y erosivas podrían cuantificarse, incluso identificar su origen a partir del estudio de los sedimentos del depósito del abanico submarino del Amazonas en su desembocadura. El estudio de otros conos aluviales en los Andes podría aportar datos de cómo estos se forman y cuál es su ciclo de vida. La velocidad de los procesos geomorfológicos de los Andes Orientales Ecuatoriales es tal que puede observarse muy fácilmente en la acelerada dinámica

fluvial y de laderas. La cantidad del material movilizado tiene una influencia directa en los procesos tectónicos y orogénicos. El fenómeno ENOS produce alteraciones climáticas que afectan a la estacionalidad y distribución interanual de la precipitación, por lo que un aumento en sus frecuencias o intensidades amplificarían el proceso erosivo-deposicional del Megacono del Pastaza (Caviedes, C.N. 2007). El vulcanismo se ve afectado por estos procesos isostáticos, pero estamos muy lejos de comprender sus vinculaciones directas causa-efecto, más allá de aplicar a los volcanes el rol de acumuladores de material y detonadores eventuales de procesos de ladera a toda escala.

La geomorfología actúa en pulsos a escala geológica, y aunque puede ser modificada por el ser humano, los plazos y escalas salen de los márgenes de actuación de la sociedad actual. Las cubiertas vegetales tienen mucha importancia en los procesos de erosión y en la dinámica de vertientes y los bioclimas se han ido modificando y han actuado en esta dinámica como controladores. La actividad humana presiona sobre los bioclimas y puede desencadenar procesos geomorfológicos súbitos que dañan las infraestructuras o a las personas (López, V. et al. 2013). La retirada antrópica de la cubierta vegetal, la construcción de infraestructuras viales y el represamiento de los cauces son ejemplos de las modificaciones antrópicas que afectan directamente a la actividad geomorfológica en un contexto tan acelerado y con tanto potencial como en el que nos encontramos. La actividad antrópica en este sentido lleva produciendo estos efectos desde hace más de un milenio, pero ha sido en los últimos 200 años cuando esta actividad ha sido muy efectiva y evidente. El aumento de la población en el último siglo sobre un territorio desconocido por las ciudades hasta hace poco y su asentamiento desordenado son garantía de un futuro desgraciado. Parte de los esfuerzos del ser humano están encaminados a destruir la cubierta vegetal y la biostasia y dificultar mediante canalizaciones, construcciones y presas el ciclo erosivo propio de las dinámicas de laderas y el devenir de la geomorfología fluvial. La región es propensa a los movimientos tectónicos y a la actividad volcánica continua, lo que genera aún más incertidumbre y señala la posible y súbita modificación de la carga efectiva de las cuencas del Napo-Pastaza. En el caso del centro de los Andes Ecuatorianos la densidad de volcanes que hacen frecuentemente erupción proporciona un campo interesante para observar cómo se puede mitigar el riesgo y los problemas que se sufren durante y después de una erupción. Aunque la vigilancia y la

mitigación han mejorado debido a la implementación de sistemas de gestión del riesgo mejorados, la ignorancia institucional sigue siendo flagrante. La mejora de los sistemas de alerta temprana volcánica y geomorfológica en general, así como la mejora de la confianza de los científicos, las autoridades y la población son la prioridad. La actividad volcánica puede desarrollarse de forma intermitente durante mucho tiempo y las evacuaciones a gran escala hay que tomarlas con precaución, ya que pueden dar lugar al abandono de los asentamientos y la muerte económica de una localidad. Los trastornos socioeconómicos producidos por las evacuaciones han afectado la población local y han dado lugar a una desconfianza generalizada en las autoridades y los científicos. Según varios estudios, la catástrofe económica de la erupción de 1999 no fue causada por la erupción, sino por la mala respuesta y mala gestión de las evacuaciones (Armijos, M.T. et al. 2017), (Few, R. et al. 2017). Los riesgos derivados de la caída de cenizas, caídas de tefra y piroclastos, flujos piroclásticos, emisiones de gases o lahares son conocidos por quienes conviven con los volcanes en erupción y muchos se convirtieron en auténticos expertos sobre el terreno. El mayor problema en la actualidad es la incapacidad de los distintos niveles de gobierno para entender estos problemas: la incompetencia, la corrupción y la inestabilidad institucional son problemas que afectan a la gestión del riesgo mucho más que la adaptabilidad de los afectados potenciales o reales (Few, R. et al. 2017), (Le Pennec, J-L. et al. 2005).

La dinámica fluvial y de laderas puede considerarse entre las más acelerada del mundo. La torrencialidad y estacionalidad de las precipitaciones y la presencia de material poco consolidado en las laderas orientales de los Andes es una garantía de movimientos de tierras. La construcción de infraestructuras en estas regiones y el aumento de la población aseguran que se seguirán produciendo riesgos derivados de las dinámicas fluviales y de laderas y estos asentamientos. Los ríos a los que nos hemos referido son la principal fuente de sedimentos, materia orgánica y nutrientes del Amazonas. La biota y las formas del relieve están adaptadas al suministro de agua y material sedimentario procedente de los Andes. La retención del sedimento y la alteración del caudal producirán cambios en la geomorfología fluvial aguas abajo, incluso en los suelos, aunque la principal afectación conocida y estudiada en la actualidad sea la relativa a la fragmentación de hábitats acuáticos. La respuesta a la alteración fluvial ha sido habitualmente la identificación de las necesidades de caudal ambiental de los

ecosistemas. Hasta ahora, el concepto se ha aplicado principalmente a los ríos templados y los efectos geomorfológicos no se han tenido en cuenta demasiado en los planes de manejo o de ordenación territorial. En Ecuador es común encontrar topónimos como “río Basura”, “río Sucio”, “Río Botadero”, “Estero Ágrio”, etc, lo que proporciona una idea de cómo se han tratado tradicionalmente los cauces. Tradicionalmente Ecuador no ha aplicado el concepto de caudal ambiental en el manejo, aún cuando sus ríos mantienen importantes reservas de biodiversidad y están cada vez más sometidos a alteraciones de su caudal. La extracción de agua para la agricultura y las poblaciones urbanas, así como los proyectos hidroeléctricos que represan muchos ríos Andinos y Periandinos afectan considerablemente al caudal (Buytaert et al. 2006). Las construcciones de nuevas represas y las propuestas de nuevas infraestructuras hidroeléctricas y de regadío se han multiplicado con el último gobierno en la búsqueda del cambio de la matriz productiva y ya se han producido considerables alteraciones de caudal en los ríos Andinos, especialmente en los períodos secos. Esto hace difícil equilibrar las necesidades de las personas con las de los ecosistemas. El impacto antrópico en los paisajes Andinos es más intenso a altitudes mayores de los 2.500msnm, pero la creciente colonización entre los 500 y los 2.500msnm ha extendido la influencia humana sobre los recursos hídricos. El potencial hidroeléctrico de los ríos Andinos ha hecho que en la actualidad el 51% de la electricidad producida en el país sea de procedencia hídrica, duplicándose la producción entre 2010 y 2018; las más grandes en la actualidad son Paute (1.075 MW) y Coca Codo Sinclair (1.500MW). Existen una multitud de pequeñas producciones: Pucara (68 MW), Agoyán (156 MW) o San Francisco (230 MW) en la cuenca del Pastaza. El Consejo Nacional de Electricidad propuso un plan en 2007 que incluía 23 proyectos hidroeléctricos de más de 100 MW, 76 proyectos de 10-100 MW, 45 proyectos de 1-10 MW y 82 de menos de 1 MW. Los efectos de fragmentación de hábitat, de cauces, así como los problemas hidro y geomorfológicos están en período de estudio, pero las perspectivas no son halagüeñas (Anderson, E.P. et al. 2011b). Los efectos a largo plazo del cambio climático y la modificación bioclimática antrópica en la provisión de agua dulce desde los Andes podrían ser muy bruscos y a corto plazo, con amplitudes y frecuencias muy agresivas a escala humana, y enormes a escala geológica (Molina, A. et al. 2015)

VII-2- La modificación bioclimática antropogénica

La evolución bioclimática durante el Holoceno en la región ha pasado por dos fases principales solapadas hasta la actualidad. En la primera parte del Holoceno las comunidades vegetales se asentaron paulatinamente a las nuevas condiciones, por regla general ascendiendo y redistribuyéndose como conjuntos heterogéneos en los cuales se producían abundantes transgresiones ecotonaes. Así los páramos ascendieron para ocupar las zonas descubiertas por los glaciares; los lagos y humedales altoandinos ocuparon las formas proglaciares; los bosques nublados Andinos reocuparon las regiones parameras más altas y se extendieron; las franjas Andinas de bosque alto eran un continuo con esos bosques nublados y ascendieron hasta el límite de los casquetes Pleistocenos que se acababan de retirar. El bosque húmedo de la selva, que había ocupado la llanura mientras duraba la glaciación ascendió por las laderas hasta quedar representado por la cinta altitudinal que hoy ocupa. La selva ecuatorial quedó asentada como el rango altitudinal por debajo de este bosque.

La segunda fase comenzó en el último tercio del Holoceno, con una mayor tendencia a la aridez y la aparición del ser humano. Los ciclos climáticos Holocenos no tuvieron especial incidencia en las formaciones vegetales, pero sí en el establecimiento en los Andes del humano del Neolítico. La deforestación, el fuego, la agricultura y la ganadería se unieron a las transformaciones del "bosque cultivado" que había sido la norma. Varios de estos ciclos están relacionados directamente con las variaciones espacio temporales de las precipitaciones debidas a la intensificación de los fenómenos ENSO y los problemas que parecen haberse derivado de ellos en las sociedades Andinas. A pesar de las intensas búsquedas no se han encontrado pruebas de grandes comunidades en la Amazonía Andino Ecuatorial antes de la llegada de los europeos. Antes de la llegada de estos, la mayoría de la fauna del Pleistoceno se había extinguido. La fauna Andina actual está reducida a una mínima expresión de lo que debía haber sido. El páramo comenzó a ser antropizado desde muy antiguo, pero ha sido desde hace 200 años que la capacidad destructiva humana se ha hecho preponderante. Los bosques Andinos han sido eliminados casi en su totalidad y sustituidos por especies alóctonas. Los parches remanentes se encuentran en grave peligro de desaparecer. La industrialización y el aumento de la población afectaron al interior de los Andes, con grandes ciudades asentadas

en feraces valles con un clima benigno y suelos volcánicos y bien irrigados. Las regiones orientales no fueron afectadas hasta el S.XIX, y cuando lo hicieron se produjo cierta sorpresa al no encontrar casi habitantes agrícolas. La influencia de la fragmentación del hábitat, el aumento de la urbanización, la agricultura y la actividad extractiva es mucho más dolorosa y evidente en el área Amazónica, donde los bioclimas se habían mantenido relativamente vírgenes. Aunque la pristinidad de los bosques Amazónicos está en entredicho, es evidente que la antropización paleolítica (de cazadores-recolectores) era respetuosa con el medio y no producía una presión especialmente fuerte en la naturaleza. Las relaciones fitosociológicas y bioclimáticas fueron aplastadas en los Andes y la influencia humana siempre ha ido disminuyendo cuanto más al oriente nos encontramos. El conocimiento de los habitantes de estas regiones sobre la huella que producen en la naturaleza es muy precario. En realidad, tanto los habitantes como los gobernantes hacen gala de una enorme incapacidad para entender las relaciones naturales. El territorio es considerado fuente de riqueza en tanto en cuanto esta pueda ser extraída, con poca o ninguna consideración sobre los efectos y los riesgos de la extracción. Aunque se han realizado esfuerzos por modificar la conciencia y la actividad de los ecuatorianos, no hay que olvidar que este sigue siendo un país en vías de desarrollo, en mitad de la transición demográfica, con unas necesidades socioeconómicas muy grandes, un neocolonialismo extractivista en todo su esplendor (con China como abanderado de las inversiones), unas capacidades gubernamentales limitadas y una institucionalidad débil. La indefensión de la naturaleza sólo es comparable a la de los pueblos indígenas que viven en ella.

El aumento de la cubierta forestal que puede haberse producido lo ha hecho con plantaciones agroforestales, en forma de cubiertas poco consolidadas o arbustivas o con especies únicas que poco tienen que ver con la cubierta original. En estas selvas tropicales, que es donde se encuentra la mayoría de la diversidad, la disminución de la cobertura real sigue siendo muy alta. Esto demuestra que la Tierra es un paisaje controlado por el ser humano (Song, Xiao-Peng et al. 2018). El ciclo del agua (y otros, como el del carbono) está muy afectados por estas modificaciones forestales y el clima es modificado en consonancia (Ellison, D. 2018). Las actuales predicciones parecen indicar una aceleración de los procesos y eventos climáticos vinculados a una acelerado aumento de las temperaturas. Esto se une a la actividad antrópica que modifica los bioclimas La fragmentación del hábitat en la Amazonía y los

cambios en la biota han resultado cada vez más profundos y la capacidad para recuperarse de estos es cada vez menor (Gagnon, P.R. et al. 2011). El aumento en la rapidez de la modificación del clima genera un volumen mayor de eventos meteorológicos extremos y transformaciones climáticas. Los cambios climáticos bruscos generan crisis ambientales. No sabemos si esas condiciones mejorarán las condiciones futuras de nuestra especie, pero sí sabemos que en el pasado no las han mejorado, y que debería reinar el principio de prudencia. La mayoría de los autores parecen referir que el cambio climático en la actualidad se produce con mayor velocidad de lo que imaginamos hace unos años.

Desde finales del SXX el ser humano ha entendido, a través de la ciencia, que sus modificaciones sobre los bioclimas tienen una gran importancia. Los esfuerzos por recuperar las áreas boscosas y evitar trastocar los ciclos bioclimáticos se han incrementado, pero la maquinaria económica una población masiva y en aumento no parece poder pararse a corto o medio plazo en un mundo globalizado. La biomasa combinada de humanos y animales destinados a su consumo es 18 veces superior a toda la biomasa de mamíferos y aves silvestres y equivale al 7% de todos los animales sobre la Tierra (Bar-On, Y. M. et al.2017), lo que da una idea de la influencia de las personas sobre la parte animal del planeta. La cantidad de alimento vegetal destinado a la alimentación y consumo energético de esta biomasa trastoca los sistemas naturales, pero hasta hace muy poco no hemos entendido cuáles son las consecuencias de esta superpoblación. La mitigación de la modificación bioclimática antropogénica se encuentra muy poco avanzada y dista mucho de ser una conciencia y actividad conjunta. La mayor parte de la población no entiende el problema, lo desprecia o no le importa, como demuestran las sucesivas elecciones de representantes políticos sin ningún tipo de interés o conocimiento de estos problemas. La reforestación de los bosques tropicales podría ser una forma de mitigación frente al cambio climático (Locatelli, B. et al. 2015), pero no ayudaría a la compleja regeneración necesaria para la recuperación de las capacidades de la floresta. Las distintas actuaciones propuestas por los gobiernos resultan mínimas, insuficientes y completamente incapaces de ni siquiera frenar la dinámica de destrucción y modificación bioclimática. Incluso la disminución en la tasa de deforestación (que no en el aumento de bosque) de los últimos 20 años se ha debido a procesos económicos ajenos a las políticas de conservación. Las tasas de deforestación de los bosques pluviales siguen siendo

alarmantes. En un año bueno, por ejemplo, se deforesta por completo en el Amazonas un área equivalente a la Comunidad de La Rioja (5.000Km²). En un año malo como 2017, se deforesta 4 veces más (NOAA, 2017), y estas áreas nunca recuperarán las relaciones interespecíficas y la biodiversidad que les ha permitido sobrevivir a los cambios climáticos Cuaternarios (y anteriores).

VII-3- Las funciones biológicas de los bioclimas

Los seres vivos se reconocen por poseer al menos tres funciones vitales fundamentales: la nutrición, por la cual adquieren energía de su entorno (alimentación y respiración), la relación, por la cual establecen lazos con otros seres vivos y la reproducción, con la cual son capaces de crear individuos semejantes. En la mayoría de los casos, cuando se establece el riesgo de que una especie o comunidad desaparezca se determina si la cadena trófica de la que forma parte está dañada o corre peligro, o si la comunidad puede desarrollarse y reproducirse con viabilidad. La función de relación ha quedado tradicionalmente relegada, dada la rapidez con la que una especie en particular puede sucumbir a la rotura de la cadena trófica que la sustenta por su incapacidad de reproducirse. Sin embargo, la función de relación posee una característica propia que influye determinantemente en la viabilidad no sólo de una especie, sino del conjunto de las comunidades que puedan estar en riesgo por el debilitamiento de las relaciones vitales. Durante muchos años las únicas relaciones que parecían establecerse entre los seres vivos estaban denominadas como mutualismos, comensalismos, simbiosis, depredaciones, parasitismos, etc. Así las comunidades vegetales, y especialmente los bosques completamente desarrollados, como es el caso del Bosque Pluvial Amazónico, tienen la capacidad de relacionarse entre ellas. En un principio una relación más avanzada (comunicación) se supuso limitada a la producción de feromonas y venenos como defensa frente a la herbivoría. A medida que se realizan estudios más intensos y firmes en este sentido se van encontrando relaciones cuyas finalidades no son directamente evidentes. Sólo al comprender las escalas espaciotemporales y los rangos de actuación de los individuos implicados se explican estas relaciones. La adaptación de las comunidades forestales a las alteraciones de su entorno no ha sido completamente comprendida, en particular al no ser fácil

de encontrar comunidades forestales poco o nada antropizadas. En toda comunidad biológica los distintos integrantes se encuentran imbricados con los demás. Una situación de relación múltiple entre varios seres vivos les permite apoyarse en las adaptaciones de los demás para sobrevivir. El ejemplo más estudiado hasta la actualidad han sido las micorrizas, cuyas capacidades para actuar de red de comunicaciones entre plantas ya ha sido demostrada (Beiler, K.J. et al. 2009), (Song, Y.Y. et al. 2010), (Gorzelak, M.A. et al. 2015). Más allá de la parapsicología que rodea a algunos de estos estudios, esta comunicación parece ser real, no en el sentido más literal, pero sí en la capacidad a largo plazo de apoyarse unos miembro en otros para crear un denso sistema relacional. Como hemos visto, las comunidades forestales tienden a adaptarse a los cambios climáticos con mucha rapidez, incluso antes de ser detectados por nosotros. Esto se debe a que algunas de las especies son más sensibles a los cambios ambientales que avisan de que se producirán variaciones climáticas, y en su interés por adaptarse a ello arrastrarán a otras entidades biológicas (que no han detectado el cambio) con ellos. Algunas especies actúan como sistemas de alerta temprana frente a los cambios ambientales, y en la actualidad estamos raspando la superficie en el estudio de estas relaciones, las cuales han tenido millones de años para producirse y afinarse. Cuanto más diverso sea un ecosistema, más posibilidades hay de que estas relaciones se hayan producido y aún se mantengan en funcionamiento. La fragmentación del hábitat o la extinción de especies constituye entonces un drama que va más allá de la rotura de una cadena trófica. Cuanto más diverso sea un ecosistema, más capaz será de reponerse frente a los cambios ambientales, siendo una señal de un ecosistema sano. Un ecosistema diverso cuyos miembros están adaptados hasta el endemismo señala una extraordinaria capacidad de reponerse y doblarse sin romperse: un ecosistema sano se comporta frente a las amenazas como un junco de acero: podrá retorcerse frente a las amenazas ambientales, pero nunca se partirá y siempre volverá a su posición original. Siendo la Amazonía Occidental-Ecuatorial una de las regiones de la Tierra con más biodiversidad es entendible lo valioso que es este ecosistema. En Suramérica se encuentran descritos entre el 90% y el 95% de los mamíferos y las aves; sin embargo, sólo entre el 2 y el 10% de los insectos y una ínfima parte de los microorganismos ha sido estudiada o siquiera nombrada. Las interacciones biológicas se multiplican en ambientes megadiversos de forma exponencial, ya que la cantidad de posibilidades de relación se amplían con respecto a aquellas con baja diversidad. Estas interacciones pueden

considerarse como un rango superior añadido a la diversidad biológica. La destrucción de la vegetación y las extinciones llevadas a cabo por las modificaciones antrópicas de los bioclimas amenazan gravemente estas redes relacionales y tróficas tan tupidas. Del mismo modo que pueden absorber los cambios ambientales como un tejido antibalas, la desaparición de algunos miembros fundamentales (por ejemplo, aquellos que avisan de los cambios ambientales o de los insectos que polinizan) puede hacer que todo el conjunto se venga abajo con rapidez. Este es el mayor peligro que tiene en la actualidad la Amazonía, ya que la deforestación descontrolada de los últimos 100 años pone en riesgo a todo el conjunto. En el caso de otros ecosistemas, como el páramo, el daño puede ya ser irreparable. En los lugares en los que se depende de unas pocas especies para la polinización la extinción de estas sería una crisis ambiental al nivel de Evento de Extinción. El mutualismo comensal de la biosfera se compone de una red relacional, reproductiva y trófica que une a todos los seres vivos permitiendo la adaptación del conjunto de la biosfera a los cambios ambientales.

La Amazonía es el mayor depósito de biodiversidad del planeta pero aún continúan sin respuesta completa algunas preguntas fundamentales: ¿Cuándo surgió su diversidad? ¿cómo de estables son sus ecosistemas a través del tiempo? ¿Cómo son afectados por los cambios climáticos? (Behling, H. et al. 2010). La desaparición de la Amazonía sería un evento biológico, climático, geomorfológico y paisajístico sin equivalente en todo el Cenozoico. Si la selva se pudiera sabanizar y volver a su estado de selva tropical en períodos tan cortos como UMG-Holoceno, indicaría una enorme flexibilidad y resistencia frente a los cambios climáticos. Si como parecen indicar la mayoría de los estudios actuales revisados, la selva no se sabanizó nunca por completo, nos encontramos con un bioclima extremadamente fuerte y resistente cuya flexibilidad estaría en entredicho por desconocerse el punto de ruptura del mismo.

Los bosques tropicales húmedos potencialmente pueden reproducirse con temperaturas medias superiores a 20°C y ausencia de aridez, normalmente a partir de los 600mm de precipitación anual. Cuando una región se deforesta, las condiciones climáticas aún pueden reproducir con el tiempo el bosque lluvioso. Estos bosques habrán perdido parte de su biodiversidad y serán más frágiles. Una deforestación continuada o recurrente puede transformar la potencialidad de la selva, al disminuir la biodiversidad por debajo de cierto

límite, por la destrucción completa de suelos adecuados (lixiviaciones y laterificaciones masivas) y la transformación del clima por pérdida de humedad y/o precipitación. En estos casos los bosques pluviales darán paso a una sabana-boscosa semidecidua. Si las condiciones de aridez se intensifican estacionalmente, el bosque de sabana puede convertirse en un bosque deciduo de matorral con parches herbáceos estacionales (*cerrado, caatinga*). Si la aridificación se mantiene durante un tiempo considerable, la sabana se convertirá en herbácea y eventualmente llegará a la desertificación. Este proceso completo se ha producido durante todo el Cenozoico en determinados lugares marginales de la cuenca Amazónica. La contracción-expansión de los bosques pluviales en la Amazonía es un proceso propiamente Cuaternario. La selva pluvial se contrae hacia los Andes durante las épocas más frías, convirtiéndose en un bosque nublado permanente, con abundancia de gimnospermas, criptógamas, briófitas y epífitas. Los bordes de este bosque son más estacionales, pero en su interior las precipitaciones con estacionalidad marcada inferiores a los 600mm al año, que darían lugar a un bosque semideciduo parecen improbables. Durante los períodos de aridez y frío más intensos, como durante el UMG, los márgenes más exteriores podrían llegar a dar lugar a una sabana boscosa. La reiteración cíclica de estas condiciones generaría una sabana cada vez más pobre, menos diversa y más frágil.

La aridez más marcada de estos márgenes y la reiteración de estas condiciones en el Cuaternario han dado lugar a sabanas herbáceas y bordes desérticos en el Oriente continental. Una vez se produce la desertificación, la vuelta a las condiciones de bosque pluvial es un proceso mucho más complejo y largo, ya que la sola transformación del clima no es suficiente para conseguir un ecosistema de selva propiamente dicha. La desaparición de especies puede llevar al punto en el que la vuelta a las condiciones de selva y la adaptación del bioclima a las nuevas tendencia climáticas sea imposible. El Refugio Napo, como se le conocía en la Teoría de los Refugios Pleistocénicos, puede que formara parte de una región selvática más amplia en el borde del orógeno con conexiones a lo largo de los ríos. Como hemos demostrado, los glaciares durante los períodos de mas frío del Cuaternario bajaron de los 3000msnm casi con toda seguridad, empujando al páramo hasta los 1700msnm y al bosque nublado Andino hacia la llanura. La actividad del vulcanismo ha borrado gran parte de los rastros, pero la señal de estos ecosistemas en los actuales es clara en sus adaptaciones y capacidades. El Refugio Napo mantuvo condiciones de selva tropical (fresca y húmeda) y sirvió de reservorio forestal y de

biodiversidad durante las retracciones de la selva en los periodos glaciales. Otras localizaciones similares en la Amazonía actuaron de igual modo, pero su desconexión como entidad selvática parece poco probable.

La destrucción de las relaciones interespecíficas de la selva, la respuesta de los ecosistemas a los cambios climáticos y su capacidad de adaptación dificultará, cuando no imposibilitará, la expansión de la selva frente a la sabanización edáfica antropogénica. Con la llegada de los europeos a América comenzó un intercambio vegetal y animal entre continentes que habían estado separados durante 100 millones de años. Si bien algunas plantas y animales habían podido ingresar por el Estrecho de Bering, fue con la llegada de estas nuevas especies en el SXVI que se ha producido el evento evolutivo más importante en muchos millones de años: una traslación vegetal y animal que supone un punto y aparte en la evolución y el verdadero comienzo del Antropoceno en América. La tendencia a la sabanización no tendrá que esperar a la siguiente glaciación, ya que la actividad antrópica deforesta agresivamente y transforma en sabana herbácea la selva a un ritmo muy superior al natural. Al mismo tiempo la injerencia del ser humano imposibilita a este ecosistema su natural recuperación al reducir drásticamente la biodiversidad, extinguiendo especies, fragmentando el hábitat, contaminando el suelo y el agua y acelerando la dinámica climática. La transición de los usos de suelo en los trópicos no se limita a la deforestación, sino también a complejas transiciones agrícolas, expansiones urbanas, desarrollo de pastos y renacimiento de vegetación secundaria (Uriarte, M. 2010).

La formación de los ecosistemas Amazónicos es un proceso con un recorrido de más de 50Ma, que ha sobrevivido a profundísimas transformaciones. En los últimos 75 años el uso del paisaje Amazónico se ha vuelto "industrial" y corre un grave peligro de desaparición. Los bosques se adaptan y transforman, pero tienen un límite en esta capacidad. La desaparición de los bosques impide su adaptación a cualquier cambio climático, antrópico o no, y esta es la mayor amenaza actual sobre la naturaleza biológica del área de estudio.

A continuación trataremos de resumir cuáles podrían ser las consecuencias de que las actuales tendencias geomorfológicas, climáticas y bioclimáticas continuaran como hasta ahora en el corto, medio y largo plazo, a escala humana y geológica y con un marco espacial regional y global, añadiendo las consideraciones propias que creemos necesarias para la comprensión final a las respuestas derivadas de los objetivos de la tesis.

VII-4- El futuro del Medio Ambiente

A través del estudio de las dinámicas ambientales pasadas se pueden establecer cómo serán las futuras. Como conocemos lo que ha ocurrido en el pasado con relativa exactitud, al menos durante el Cuaternario-Holoceno, y conocemos la actividad humana y su posible evolución, podemos decir que en los Andes, a corto plazo podrían aumentar la intensidad y frecuencia de los eventos meteorológicos extremos, tales como sequías, granizadas, heladas o tormentas, relacionados con el calentamiento global y el aumento de la frecuencia e intensidad del Fenómeno ENOS. Las especies continuarán migrando y extinguiéndose, los bosques deforestándose y los bioclimas seguirán fragmentándose. Los glaciares continuarán descongelándose y el suministro de agua del páramo se reducirá con su desaparición. Los pisos altitudinales bioclimáticos tenderán a ascender, pero en la mayoría de los casos se producirán choques con la industria agroforestal que impedirán el natural movimiento. Las dinámicas de laderas y fluviales se acelerarán, produciendo una intensidad, frecuencia y magnitud cada vez mayores. A medio y largo plazo, los Andes se quedarán sin glaciares, el páramo quedará reducido y algunos ecosistemas Andinos, como el superpáramo, desaparecerán debido a la desaparición de su potencialidad bioclimática. Los bosques nublados del Altopáramo podrían desaparecer por completo, ya que sus poblaciones se encuentran en la actualidad fragmentadas y aisladas. La aridez podría ser un problema y muchos de los servicios ecosistémicos proporcionados por la naturaleza en los Andes quedarán gravemente dañados. Los volcanes continuarán erupcionando y proporcionando material sedimentario y erosivo.

La heterogeneidad espacial del clima en los Andes y sus vertientes ha producido un mosaico ecológico con un gran dinamismo en la distribución de especies y ecosistemas cuya biodiversidad se verá afectada por el cambio ambiental. Este cambio será mayor en función de su dinamismo innato, las características y relaciones de las especies nativas, las adaptaciones a cambios similares sucedidos en el pasado y la intensidad del impacto antrópico en el paisaje. Se desconoce si los cambios biofísicos que se producirán estarán dentro de las capacidades de

adaptación de los ecosistemas y las especies, así como si las redes relacionales, tróficas y reproductivas podrán amortiguar las modificaciones ambientales, o si el ser humano podría adaptarse a la desaparición o degradación completa de estos ecosistemas (Young, K.R. 2011). En la Amazonía Occidental los ecosistemas serían extremadamente estables a corto plazo, incluso con un cambio climático notable. Es muy improbable que las condiciones de calor disminuyan, se reduzca notablemente la precipitación (más de un 60%, lo que no está registrado en ningún momento) o se de una estacionalidad extrema que transforme la potencialidad bioclimática por sí misma a la sabana. Sin embargo la acción humana es cada vez más intensa: el hábitat continuará fragmentándose cada vez más, la deforestación y la modificación bioclimática antropogénica laminará la naturaleza; las especies se extinguirán y las poblaciones indígenas serán asimiladas. A largo plazo, las redes relacionales, tróficas y reproductivas podrían quedar tan dañadas que no podrán recuperarse a escala humana. Con los ritmos actuales de deforestación, y suponiendo que estos no se aceleren, la selva Amazónica puede desaparecer como ecosistema a mediados del SXXII. Los cauces completarán el Ciclo de Irion y la acumulación de material sedimentario en cabecera será cada vez mayor. Los grandes proyectos hidroeléctricos y de canalización agrícola y de transporte, la desaparición de la vegetación y la contaminación del agua son problemas acuciantes, presentes y futuros para el país con mayor cantidad de cauces por unidad de superficie del Mundo. La alteración de los caudales y sedimentos por el represamiento y la canalización puede alterar la morfología fluvial y las conexiones entre los Andes y la llanura. Los grandes proyectos de navegación como el Corredor Manta-Manaos no han sido pensados de forma calmada y científica y los rápidos, meandros y bancos de arena limitan el acceso de las grandes barcas modernas. Existen varios proyectos de dragado de gran envergadura para mejorar la navegación, lo que es una aberración ambiental. La aceleración del suministro de sedimentos desde las áreas deforestadas ya es un hecho, así como la lixiviación y el aumento de la contaminación (Dunne, T. & Mertes, L.A.K. 2007). El futuro del desarrollo petrolero es incierto en la Amazonía Occidental (Finer, M. et al. 2015) y su modelo de producción ha provocado graves problemas ambientales en estas regiones altamente sensibles (Ferrarese, F. et al. 2017) con consecuencias nefastas para el paisaje y la biodiversidad. La biodiversidad no se recuperará ya de forma autónoma en la Amazonía: los cambios antrópicos que se han producido en la vegetación son tan fuertes que toda la biota puede considerarse manejada por

el ser humano. Sólo el planeamiento integral y sostenible podría frenar la transición total futura del desastre de la desaparición de la Amazonía (Uriarte, M. 2010). Incluso una acción local o regional decidida por la reforestación, el abandono agrícola o la migración urbana y rural no sería suficiente, ya que los procesos relativos a los crecimientos socioeconómicos globalizados afectan a los bioclimas allí donde se encuentren (Yackulik, C. B. et al. 2011), lo que nos lleva a pensar que los actuales modelos de protección son ineficientes e insuficientes y debería realizarse una reimaginación a nivel global de los conceptos de conservación, protección o y restauración: tal y como se piensan en la actualidad, estos modelos están completamente obsoletos. Más del 50% del área de estudio se encuentra legalmente protegida, pero la laxitud con la que se han tomado estas protecciones es lamentable. A finales de 2018 se abrían a la explotación minera y petrolífera amplias áreas protegidas, ignorándose cualquier tipo de precaución ambiental y social.

VII-5- Hacia una protección integral de la biosfera

Quizá la lección más importante que hemos aprendido a lo largo de esta investigación es que el devenir socioeconómico "natural" del ser humano es capaz de producir gravísimas transformaciones bioclimáticas. A escala local el origen de estas alteraciones es evidente, pero a nivel regional y global, a pesar de que los efectos pueden ser más importantes, sus causas pueden parecer poco claras. Nunca entendimos nuestros postulados como aquellos relacionados con la "Ecología profunda", pero cada vez es más evidente que el ser humano ha modificado el Planeta mucho más de lo que nos gusta admitir. El sistema de administración político y socioeconómico suele estar muy alejado de las consideraciones científicas relativas a los problemas medioambientales y el futuro del planeta. Los ciudadanos son a menudo completamente ajenos a estos problemas. Los medios de comunicación, afines a las empresas, las clases dominantes y los políticos son responsables de mantener a la ciudadanía enfrascada en debates estériles. Los problemas más graves para las personas, al menos en esta parte del Mundo, ni siquiera son considerados seriamente: las políticas grandilocuentes con respecto al cuidado del medio ambiente (como la iniciativa YTT) son meros escaparates. La realidad es que los gobiernos regionales aún ven a la Naturaleza como un problema y algo que dominar.

A pesar de la enorme proporción de zonas protegidas del área de estudio, las consideraciones ambientales son consideradas en un segundo plano frente a las económicas.

Hasta hace 20 años, la práctica totalidad de las basuras y los lixiviados eran arrojados sin pudor a los ríos y no existía casi ningún tipo de legislación ambiental. Si esto sucede para los propios ciudadanos de un país, ¿qué esperar de la empatía que estos tendrán por pueblos alejados y extraños, a quienes estas actividades llevan indirecta y globalmente a la desaparición?. Por regla general, y con excepciones en ONGs, asociaciones y científicos comprometidos, la población y los políticos sólo se acuerdan de Santa Bárbara cuando truenan: hay interés en los temas ambientales cuando hay un derrame; hay interés por los volcanes cuando la erupción produce un desastre; hay interés en un río si este se desborda.

Las áreas protegidas (Fig.163) son una de las principales herramientas en la conservación de la biodiversidad, pero sólo en el S.XXI se han sistematizado en Ecuador, extendiéndose su legislación y gestión y adhiriéndose con éxito al menos a la letra y el espíritu de los últimos avances en este sentido: aún se tienen que consolidar y legitimar socialmente. Las áreas protegidas estáticas en un contexto de modificación de las potencialidades bioclimáticas son obsoletas. Los corredores altitudinales y a lo largo de los ríos son una prioridad que asegura la conectividad de los ecosistemas para mitigar los efectos del cambio climático. El establecimiento de corredores verticales y horizontales deberían delimitarse a nivel supranacional, reevaluando las relaciones entre Perú, Colombia y Ecuador. Existe una acuciante necesidad de definir objetivos ambientales dinámicos. Los esfuerzos deberían incorporar dimensiones temporales y espaciales más amplias y complejas en las que los ecosistemas fueran plenamente funcionales. Esta consideración de manejo adaptativo permite adecuar la metodología a medida que se producen cambios en los ecosistemas y la composición de las especies (Hoffmann, D. et al. 2011).

Zonas Protegidas

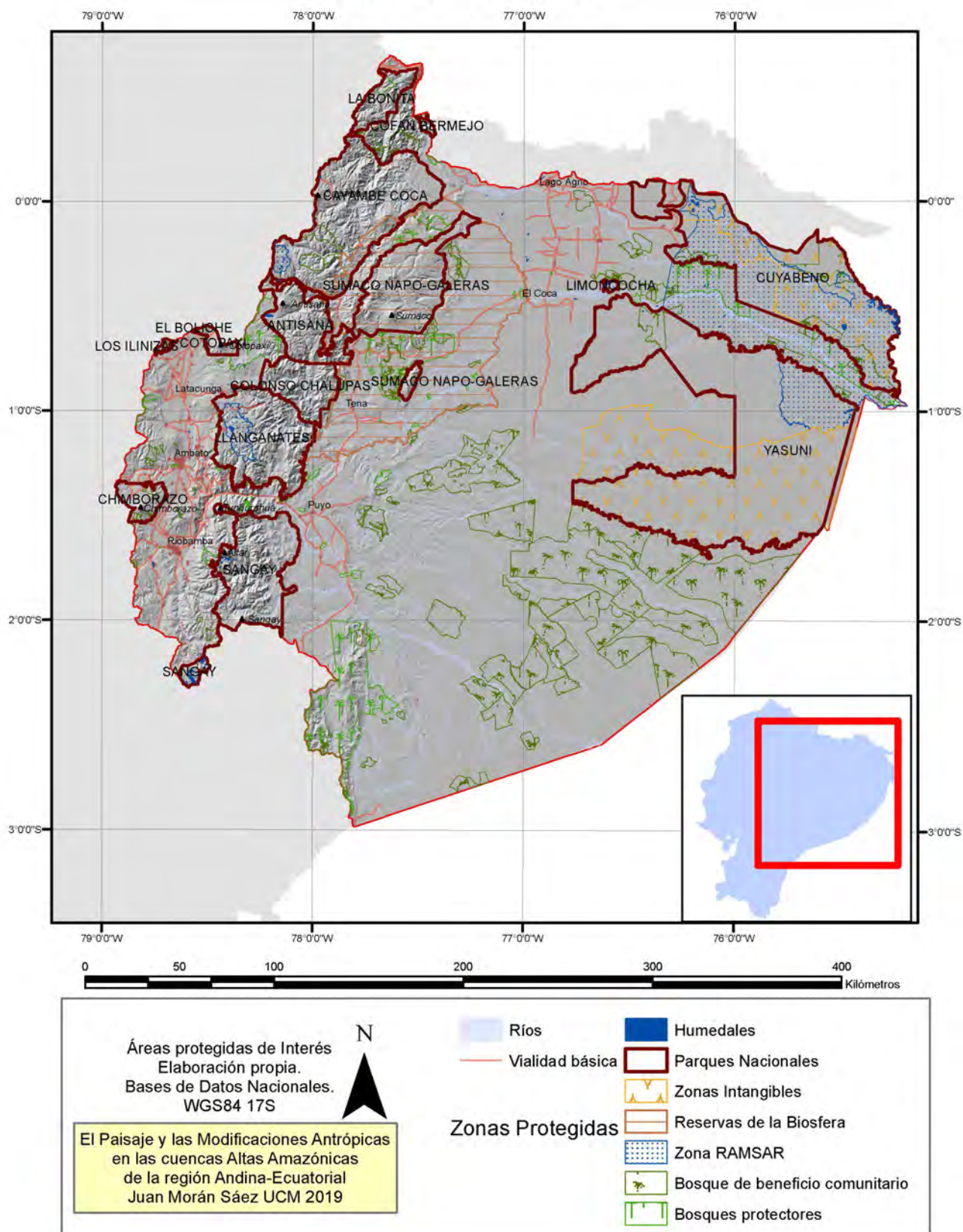


Fig. 163: Zonas Protegidas del Área de estudio

Todo esto, sin embargo, no es suficiente. Para cuando las nuevas metodologías se hayan podido implementar sobre el terreno es posible que ya no sirvan de mucho. Se debe cambiar el paradigma de inmediato, para pasar de la conservación y el manejo adaptativo a la protección integral. La huella antrópica es local, regional y global, y los problemas no pueden solucionarse sólo a nivel local. Algunos problemas concretos pueden solucionarse con actuaciones concretas de remediación inmediata, pero si la tendencia continua, hay poco que se pueda hacer a largo plazo. Para solucionarlo se debería implementar la protección integral de la biosfera y el abandono de la protección fragmentaria. La protección, conservación y remediación "en parches" no puede funcionar en un sistema tan complejo como es el medio ambiente de la Amazonía y los Andes si antes no se solucionan las tendencias que producen los problemas. Para empezar, habría que educar a la población en la imposibilidad de continuar creciendo, tanto económica como demográficamente. Podríamos decir que el pensamiento general de la población y los políticos es que el crecimiento puede continuar, pero esto no es así: en la inmensa mayoría de los casos, ni siquiera se piensa en ello. La población es absolutamente desproporcionada y el consumo de recursos es desmedido. Conseguir que la población entienda esto sería un primer paso hacia la solución. Sin embargo, incluso si consiguiéramos reducir el consumo a una décima parte del actual, los problemas ambientales generados serían tan importantes que tardaríamos siglos en recuperar la naturaleza. A pesar de que los sucesivos gobiernos ecuatorianos hablan de protección ambiental, conservación y remediación, los presupuestos se reducen y la población es ajena a todo ello, especialmente en las áreas más degradadas, con la población más pobre y vulnerable y los problemas más acuciantes.

Una anécdota puede ilustrar este caso: durante el otoño austral de 2018, un autobús circula en la noche por las fronteras petrolíferas del Yasuní, lleno de estudiantes y turistas de clase alta. En un momento determinado, el autobús es rodeado y detenido de malos modos por una turbamulta de indígenas Shuar, con sus itip, lanzas, machetes y antorchas, parcialmente encapuchados. Suben al transporte y amedrentan a sus ocupantes en la búsqueda de trabajadores de las compañías petrolíferas: buscan botas de trabajo y piden la identificación. Sólo la intervención de los guías (que ni siquiera son de esa nacionalidad indígena) parece

convencerles de que el autobús es de turistas. Al reiniciar la marcha, alguno de los estudiantes parece animado, y comenta "*Qué bien que cuidan de la naturaleza y el territorio*". Sin embargo, es contradicho por la realidad: Esta turbamulta no está en contra de que las compañías petroleras hagan su actividad en el territorio: estaban de paro, buscando posibles esquirolas y luchando para que las compañías contraten más Shuar y amplíen su actividad.

La actividad petrolera, extractiva, ganadera y agrícola en Ecuador sigue siendo considerada como el culmen del desarrollo, y la creación de destructivas infraestructuras, la actividad más importante de cada administración. La actividad turística regional se encuentra pobremente desarrollada (casi siempre por *resorts* de lujo y capital extranjero), y las políticas públicas no son efectivas, están mal planteadas o sufren de parálisis institucional debido a las redes clientelares y de corrupción. Los funcionarios públicos de alto nivel se lucran sin pudor de las actividades que deberían revertir en la comunidad; los funcionarios medios y de bajo nivel son administradores, muchas veces enfrentados a la población por ser considerados una traba burocrática e inútil. La corrupción llega a extremos sonrojantes: es común que los fiscalizadores de los proyectos ambientales y obras públicas sean sobornados con festejos en los chongos (prostíbulos), que los ciudadanos sean ninguneados y sus líderes comprados con canoas o alcohol, o que los de bajo nivel estén tan mal preparados que consuman sin mayor importancia carne de animales protegidos a pocos pasos de sus lugares de trabajo. Sin embargo es en este contexto en el que se debe trabajar, y es nuestra obligación contar la verdad, por cruda que sea. Existen algunas entidades que podrían mejorar esta situación: fundaciones, museos, iglesias, particulares, universidades.

La experiencia nos ha mostrado que en la mayoría de los casos, los profesionales más adecuados para los puestos directivos son expulsados de forma recurrente y que estas entidades tienen poco impacto en las políticas públicas. Los casos de éxito suelen ser efímeros. No todo es negativo, por supuesto. Los alcantarillados, la gestión de residuos y la conciencia social han mejorado durante el SXXI, como consecuencia de una lluvia de capital producido curiosamente por la actividad petrolera. En cualquier caso, el camino hacia una economía basada en el turismo sostenible ha comenzado a dar sus primeros pasos y la legislación ambiental produce sus primeros éxitos.

Aunque hasta el momento Ecuador ha tomado en cuenta (al menos de palabra) estas consideraciones y se ha unido al consenso de que las áreas protegidas o aisladas no pueden responder a las redistribuciones de las especies, se perpetúa la actuación basada en la "protección, conservación, remediación" que se encuentra ampliamente extendido por el Mundo. Pero este cuidado fragmentario de la Naturaleza no servirá de nada frente a la dinámica antrópica de crecimiento. Para conseguir un cambio a corto plazo la revolución educativa y de conciencia debería ser completa, para entender los paisajes como un todo integrado, darles valor, reducir la población o limitar su crecimiento, buscar el decrecimiento económico, educar a la población en el respeto por la vida y los recursos, reducir las desigualdades, comprometer a los políticos, cambiar, en fin el paradigma conservacionista a un paradigma educacional que presente la naturaleza como una tupida red relacional y trófica global que debemos respetar si queremos tener un futuro. La escala y la naturaleza de los problemas ambientales de la región reflejan las limitaciones gubernamentales. La creación y aplicación de la legislación ambiental, la prestación adecuada de servicios de salud y la prevención de desastres deberían tener forma de planes y programas de inversión específicos, pero los vaivenes políticos han demostrado la volatilidad de estas legislaciones y actuaciones. Los gobiernos locales tampoco han implementado reformas agrarias o de uso de suelo y la ordenación territorial, a pesar de contar con buenas recogidas de datos y existir esperanzadoras excepciones, suelen quedarse en análisis superficiales que no se implementan adecuadamente y son completamente ignorados por sucesivas administraciones (Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007).

La actividad científica de nuestra parte puede avisar de los problemas y proponer las soluciones a largo plazo, pero también debe continuar la tarea de estudio que logre proponer un material adecuado a las instituciones e investigadores que realicen los futuros planes de ordenamiento territorial. La falta de datos, análisis e investigaciones no debe ser una excusa para que los gobernantes y administradores no hagan bien su trabajo. Además debemos ampliar el conocimiento que tienen los propios ecuatorianos de su país para dar a conocer el paisaje de esta región; el Mundo debe conocerla también, por ser una de las últimas fronteras del ser humano, contener una increíble diversidad biológica y paisajística y encontrarse amenazada de desaparición o de una profunda transformación. En la actualidad, las áreas

protegidas son la herramienta más importante para la conservación y adaptación al cambio climático, pero no a las incertidumbre bioclimáticas: la biodiversidad regional se hará más resistente a largo plazo y el análisis descubrirá nuevas formas de protección. La heterogeneidad biofísica y las distribuciones cada vez más estrechas y restringidas influyen en las metas de conservación de las especies en un entorno de alta diversidad biológica (Young, K.R., et al. 2002), (Young, B.E. et al. 2009). Las especies vulnerables suelen tener requerimientos especializados, estrechas tolerancias, dependencia de señales ambientales específicas y poca capacidad de dispersión. Muchas especies son tan especialistas, difíciles de estudiar o están tan restringidas que apenas tenemos datos (Larsen, T.H. et al. 2011). Muchas especies han desaparecido y están hoy día desapareciendo sin ni siquiera haber sido nombradas por la ciencia. La respuesta regional e internacional se orienta a proporcionar información y recursos para tener las mejores respuestas de manejo adaptativo (Hole D.G. et al. 2011).

En los paisajes rurales Andinos habitan con frecuencia las especies locales más resistentes a los cambios de uso de suelo, beneficiadas por los hábitats relativamente abiertos que se encuentran entre los campos agrícolas y los páramos. Estas localizaciones son las que más pronto serán utilizadas para el cultivo, el pastoreo y el uso recreativo y por lo tanto aquellas especies pueden verse muy influidas (Buytaert, W. et al. 2006). Los esfuerzos de conservación en estos casos deberían aumentar la resiliencia y reducir la vulnerabilidad de estos ecosistemas ecotonales (Vuille, M. 2013). La delimitación ecotonal es una herramienta útil para detectar los cambios temporales en las geocoras e identificar las respuestas a las modificaciones ambientales (Hole D.G. et al. 2011).

Aunque el origen del cambio climático actual puede ser discutido, esto no es excusa para que exista dejadez o ausencia de planificación, protección, y mitigación de los cambios bioclimáticos actuales. Resulta de vital importancia promover la educación y la cooperación entre los residentes locales, los políticos, las organizaciones no gubernamentales y las grandes empresas para hacer frente a los cambios en la planificación, protección y gestión ambiental. La magnitud y las tasas de cambio ambiental del presente (y el futuro cercano será parecido) no tienen precedentes en el pasado a corto plazo, por el ingreso en la ecuación de los factores

antrópicos en los procesos naturales; pero conocer los cambios precedentes puede dar nociones y dirigir las actuales políticas ambientales (Veblen, T.T. et al. 2007), (Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007). El progreso en el pensamiento ecologista es posible, pero la industria de Suramérica tiene la percepción de que supone un costo que debe minimizarse o evitarse, a menudo haciendo ingeniería legal o ilegal. La privatización común de muchos servicios públicos e infraestructuras en los últimos años ha venido acompañada de inversión extranjera y unas políticas de gasto público un tanto irregulares (Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007). La conservación y el desarrollo económico suelen ser en estos países antagónicos en las mentes de los actores políticos y económicos, y sólo en este siglo se han planteado metas de sostenibilidad y turismo comunitario, en base a un interés por modificar la matriz productiva (Mata Olmo, R. 2008), (Santa Cecilia, F.J. 2012), (Santa Cecilia, F.J. 2013). Queda mucho trabajo hasta que estos actores comprendan cómo se deberían conectar las ciencias sociales, del comportamiento y la economía con el estudio del paisaje (Ormaetxea Arenaza, O. 1997). Los países Amazónicos suelen tener medios, metas y perspectivas diferentes a la conservación de la biodiversidad. Resulta fundamental que las respuestas locales, nacionales y regionales se adapten e interactúen entre ellas y a nivel global (Ormaetxea Arenaza, O. 1997), (Young, K.R. 2011). Para ser efectivas las áreas protegidas deben incorporar las distribuciones futuras de las especies en respuesta al cambio climático y ambiental, lo cual no estaba contemplado hasta ahora (Caballero, M. et al. 2010), (Anderson E. P. et al. 2011). Los últimos estudios revelan cómo se puede producir una regeneración de los bosques tropicales a gran escala (Chazdon, R.L. & Uriarte, M. 2016), (Uriarte, M. & Chazdon, R.L. 2016) y cómo se producen las interacciones bióticas con el cambio climático en el marco de la regeneración forestal (Uriarte, M. et al. 2017). Como vemos, la conservación y protección resulta casi imposible sin un cambio de paradigma que afecte a los actores principales, pero las claves de la recuperación forestal en los paisajes tropicales-Andinos muestran que la urbanización y el crecimiento económico podrían no ser incompatibles con el desarrollo sano de los ecosistemas forestales (Crk, T. et al. 2009), aunque los impactos de la variabilidad climática en la sucesión de los árboles y la regeneración de las áreas deforestadas demuestren la multiescalabilidad de los problemas (Uriarte, M. et al. 2016ab) y que cualquier actividad ambiental debe ser tomada en consideración dentro de un marco local, regional y global, a corto y largo plazo: estas magnitudes y medidas muy pocas veces coinciden con las escalas

nacionales y sociales. La mayoría de los estudios de remediación señalan que la reforestación multiespecie y la promoción de la heterogeneidad de la reforestación podrían frenar la pérdida de biodiversidad: en la selva tropical la reforestación debe hacerse con una multitud de especies (Brown, C. et al. 2013). Significativamente, no existen casos de estudio destacables en los que la biodiversidad haya mejorado, aumentado, se haya diversificado o haya revertido sus tendencias.

La supervivencia de los pueblos indígenas está amenazada por la aceleración de los contactos con el exterior, producidos por el aumento de infraestructuras relativas a la extracción mineral y petrolera. La gestión de las zonas y poblaciones indígenas más vulnerables y su delimitación y localización podría presentar cómo estas poblaciones indígenas se han enfrentado a la economía globalizada. Normalmente este choque ha producido la pérdida de diversidad humana, pero el manejo dinámico de los recursos en ambientes humanos es posible si la intervención de la economía global respeta ciertos límites.

Los riesgos de este choque y los retos multiescalares que desarrolla han demostrado que la contraposición de la actividad socioeconómica globalizada con cualquier diversidad produce enormes problemas transversales y suele acabar en un antagonismo que gana siempre quien dispone del capital (De Marchi, M. et al. 2011, 2015, 2017).

La cada vez más intensa creación de áreas superprotegidas en Ecuador produce un rayo de esperanza. En septiembre de 2018 el Chocó Andino ha sido declarado la séptima reserva de la Biosfera del país, lo que otorgará nuevas herramientas en el reto de la conservación. El cambio de paradigma para el abandono de la protección espacio temporal fragmentaria y la consecución de una protección integral de la biosfera es el desafío fundamental que los científicos debemos esforzarnos en producir en la sociedad. Cualquier acción en favor del medio ambiente y la naturaleza que no vaya en este sentido puede ser muy loable y actuar de remediación a problemas que se van produciendo, pero no solucionará la modificación bioclimática antropogénica, condenando al Antropoceno a una progresiva extinción de especies, la ruptura de las cadenas tróficas y relacionales y la degradación medioambiental.

Consideraciones finales

En 1980, en el último capítulo de “Cosmos, un viaje personal” Carl Sagan se hacía una de las preguntas más importantes que se pueden realizar: ¿Quién habla en nombre de la Tierra?. Los últimos siglos, y en especial los últimos 150 años han supuesto un vuelco en las relaciones del ser humano con la naturaleza. Hemos pasado de dominar los paisajes y ocupar todos los rincones de la Tierra a modificar profundamente los paisajes y extendernos y multiplicarnos de forma absolutamente desmedida. Los recursos, la energía y todas las demás entidades biológicas están afectadas por nuestra especie.

Somos el modo por el cuál el Cosmos se hace preguntas sobre sí mismo, pero también podemos ser algo más siniestro: el modo en el cual la vida puede autodestruirse. El crecimiento exponencial de la población y el crecimiento ilimitado del consumo entran en conflicto con la evidencia de que los recursos son finitos y no podemos extendernos para siempre. Como una bacteria en un cultivo, el ser humano se multiplica sin fin, produciendo residuos, ocupando cada pedazo de espacio disponible, ahogando la posibilidad de que cualquier otro ser comparta nuestro espacio. La idea de la humanidad como un cultivo de bacterias que consume la vida en este planeta como una infección no es ajena a los científicos; es una conclusión clásica filosófica que puede deducirse por simple observación. Las diferencias, sin embargo son obvias. La más importante de estas diferencias es que la bacteria no sabe lo que está ocurriendo y no puede evitar hacer lo que hace. El ser humano tiene la inteligencia y la habilidad para reconocer que el crecimiento ilimitado es imposible y que el decrecimiento es la única solución. Y lo más importante, que este decrecimiento se producirá *motu proprio* o se producirá *a la fuerza*. Cabe esperar que la humanidad será más inteligente que un cultivo de bacterias, que tendrá sabiduría; pero aterra pensar que no lo será, ya que las consecuencias no sólo afectarían a las personas, sino al conjunto del Planeta.

Aunque existen ejemplos de cómo un miembro de la biocenosis puede alterar por completo el ambiente planetario (como hicieron los estromatolitos), esto se ha producido en períodos de tiempo larguísimos. Extinciones como las que sugiere la evolución futura de la distribución de

la biomasa en la Tierra resultan escalofrantes por el poco tiempo que puede quedarle a muchos ecosistemas a este ritmo de crecimiento humano . Hemos estado tan preocupados en *si podríamos* abastecer a toda la población en el futuro que nos olvidamos de pensar *si debíamos* crecer sin límite. A mediados del Holoceno (hace 8.000 años) la población Humana era de unos 10 millones de personas. Se llegó a los 500 millones, lo que ya era una cifra exagerada, en 1650. Para entonces ya nos habíamos extendido por todos los ambientes habitables. La peste Negra, el mayor desastre poblacional de la Historia sólo desaceleró nuestro crecimiento durante unos 50 años. Para 2011 se llegaron a los 7.000 millones de humanos sobre el Planeta. Una de cada 17 células animales que existen en la actualidad forma parte de un ser humano (Bar-On, Y.M. et al. 2017).

La mayor parte del mundo, como Ecuador, se encuentra en mitad de la transición demográfica y toca preguntarse si el ser humano llegará a estabilizar sus números antes de producirse un colapso ambiental, si este se producirá con la estabilización ya presente o si seremos capaces de sobreponernos y evitar el colapso ambiental. El problema no está tanto en cuánta población podremos alimentar en el futuro, ya que hemos demostrado en muchas ocasiones que existen los recursos necesarios para todos, sino fundamentalmente si tenemos derecho a multiplicarnos así, si la desigualdad nos mantendrá en esta psicopatía por la que la mayor parte de la población sufre escasez mientras una minoría derrocha recursos, y si la naturaleza se merece que en nuestra egolatría provoquemos la extinción y un cambio ambiental y bioclimático más importante en muchos millones de años.

Este cambio ambiental está ya aquí: las temperaturas medias mundiales cada vez son más altas y parece evidente que el ciclo Bond se ha acelerado desde 1850 (Caballero, M. et al. 2010). Los cambios espaciotemporales de la precipitación son cada vez más bruscos. Los glaciares se derriten ante nuestros ojos. La deforestación acaba con enormes porciones de bosques anualmente. Los plásticos cubren los océanos y la contaminación los cielos. Las especies se extinguen a ritmos alarmantes, desconocidos en millones de años. La frecuencia y la severidad de las condiciones climáticas y meteorológicas extremas aumentan. Los asentamientos humanos se vuelven cada vez más vulnerables por simple geometría: cuantos más somos, mas gente en riesgo hay. Los recursos como la agricultura, la agroforestería, la

pesca y el turismo aumentan cada año su producción, alterando su propio sustrato económico. El capital parece un dios enloquecido que lleva a la humanidad de la mano al desastre ambiental. La escala y naturaleza de los problemas ambientales de Suramérica reflejan las incapacidades y limitaciones de los gobiernos (Hardoy, J.& Satterthwaite, D. 2007). Las modificaciones antrópicas del paisaje y la contaminación producen un cambio bioclimático de primer orden. Las tasas actuales de cambio son tan rápidas y las perturbaciones tan intensas que parece indudable que nos encontramos en mitad de un evento de extinción (Urrego, D. H. et al. 2009).

¿Quién habla en nombre de la Tierra? Carl Sagan intentaba explicar que las mismas herramientas que podían destruir la Tierra, podrían salvarla. Sólo podremos ser los heraldos que hablen en nombre de la Tierra si salvamos y cuidamos la vida que la habita. En el caso en que no lo logremos, nos habremos convertido en un punto y aparte; una infección de bacterias humanas que el Planeta sufrió como otro evento de extinción.

IX- Apéndices

Bibliografía

- Aceituno, P. & Montecinos, A. 1992. Precipitación en el Altiplano Sudamericano: variabilidad interanual e interestacional y mecanismos asociados. Tomo 1 Actas del Congreso Iberoamericano de Meteorología, 330-346
- Aguirre, L.F., Anderson, E.P., Brehm, G., Herzog, S.K., Jorgensen, P.M., Kattan, G.H., Maldonado, M., Martínez, R., Mena, J.L., Pabón, J.D., Seimon A. & Toledo, C. 2011. Fenología y Relaciones Ecológicas Interespecíficas de la Biota Andina Frente al Cambio Climático. MacArthur- SCOPE. Cambio Climático y Biodiversidad en los Andes Tropicales. 68-92
- Alcalá Reygosa, J., Palacios, D., Zamorano, J.J. & Vázquez-Selem, L. 2011. El Último Máximo Avance Glaciar y la deglaciación del Complejo Volcánico Ampato, Sur de Perú. Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. Vol 25, Nº 1-2. 121-136.
- Alcalá Reygosa, J., Palacios, & L Vázquez-Selem, L. 2017. A preliminary investigation of the timing of the local last glacial maximum and deglaciation on HualcaHualca volcano-Patapampa Altiplano (arid Central Andes, Peru). Quaternary International, 449: 149-160
- Alcalá Reygosa, J. 2017. Last Local Glacial Maximum and deglaciation of the Andean Central Volcanic Zone: The case of Hualcahualca volcano and Patapampa Altiplano (Southern Peru). Cuadernos de Investigación Geográfica 43(2): 649-666
- Alcaraz, S., Leyrit, H., Robin, C., Eissen, J-P., Bernard, B., Samaniego, P., & Le Pennec, J-L., 2003. La avalancha de escombros del complejo volcánico Chimborazo. Ecuador, Quintas jornadas en Ciencias de la Tierra, Abril 2003. 53-55
- Alfaro-Sánchez, R., Nguyen, H., Klesse, S., Hudson, A., Belmecheri, S., Köse, N, Diaz, H.F. Monson, R.K. Villalba, R., Trouet, V. 2018. Climatic and volcanic forcing of tropical belt northern boundary over the past 800 years. Nature Geoscience.
- Allaby, M. 2002. Allaby, M., Encyclopedia of Weather and Climate. Revised edition, New York. Science Library. 825pp.
- Anderson, E.P., Marengo, J.A., Villalba, R., Halloy, S.R.P., Young, B.E., Cordero, D., Gast,

- F., Jaimes, E., & Carrascal, D. R. 2011. Consecuencias del Cambio Climático en los ecosistemas y servicios Ecosistémicos de los Andes Tropicales. MacArthur–SCOPE Cambio Climático y Biodiversidad en los Andes Tropicales. 1-18.
- Andrade, D., Hall, M., Mothes, P., Troncoso, L., Eissen J-P., Samaniego, P., Egred, J., Rivero, P.R.D., Yepes, H. 2005. Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi. Institut de recherche pour le développement. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador. Corporación Editora Nacional. 157pp.
- Ángel, I., Guzmán, O. & Carcaillet, J. 2017. Pleistocene glaciations in the northern Tropical Andes, South America (Venezuela, Colombia and Ecuador). Cuadernos de Investigación Geográfica, 43(2), 571-590.
- Antonelli, A., Quijada-Mascareñas, A., Crawford, A.J., Bates, J.M., Velazco, P.M., & Wüster, W. 2010. Molecular studies and phylogeography of Amazonian tetrapods and their relation to geological and climatic models. Chichester. 24 en C. Hoorn y F.P. Wesselingh (Editores). Blackwell Publishing Ltd. Amazonia: landscape and species evolution. 385-404.
- Apaéstegui, J., Cruz, F. W., Sifeddine, A., Vuille, M., Espinoza, J.C., Guyot, J.L., Khodri, M., Strikis, N., Santos, R.V., Cheng, H., Edwards, L., Carvalho E., & Santini, W. 2014 Hydroclimate variability of the northwestern Amazon Basin near the Andean foothills of Peru related to the South American Monsoon System during the last 1600 years. European Geosciences Union. Copernicus Publications 1967–1981 Climate of the Past. 10. 28 pp.
- Armijos, M.T., Armijos, M.T., Phillips, J., Wilkinson, E., Barclay, J., Hicks, A., Palacios, P., Mothes, P., Stone, J. 2017. Adapting to changes in volcanic behaviour: Formal and informal interactions for enhanced risk management at Tungurahua Volcano. Ecuador, Elsevier. Global Environmental Change. 45pp.
- Argollo, J. & Mourguiart, P. (Editores) 1995. Cambios Climáticos Cuaternarios en América del Sur. PROYECTO PICG. La Paz-Bolivia OSTROM Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération 360pp.
- Arsuaga J.A. et al, en prensa 2017. ¿La primera colonización de América? Teresa Guerrero, El Mundo, Ciencia. Madrid 26 de abril de 2017 <http://www.elmundo.es/ciencia-y-salud/ciencia/2017/04/26/59008093e5fdeabf788b45aa.html>

- Ashok, K. & Yagamata, T. 2009. El Niño with a difference. *Nature* doi:10.1038/461481a461481-484
- Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., & Toshio Yamagata, 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Dávila, C., Galarraga, M., Rosero, J. 1997. Modelo estructural de la parte norte de la cuenca Oriente ecuatoriana. Ecuador. OSTROM. Petroproducción.
- Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 296 pp.
- Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. 2004. Introducción en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 13-21.
- Baker, P. A. y Fritz, S. C. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews Elsevier* www.elsevier.com/ 32-47.
- Baldock, J. 1982. National Geological Map of the Republic of Ecuador, NERC-IGME.
- Balée, W.L. 1992. People of the fallow: a historical ecology of foraging in Low land of South America. *Conservation of Neotropical Forest-working from traditional resource use*. Kent H. Redford & Christine Padoch (eds.) Columbia University Press. 35-37.
- Balée, W.L. 1993. Indigenous transformation of Amazonian forests: an example from Maranhao, Brazil». *L'Homme* 33, (126-128), 2-4. 235-258.
- Balée, W.L. 1995. Historical Ecology of Amazonia. Indigenous peoples and the future of Amazonia: Ecological anthropology of an endangered world. University of Arizona Press, Leslie E. Sponsel (ed.). 97-110.
- Balée, W.L. & Clark LE. 2006 Time and Complexity in Historical Ecology: Studies in the Neotropical Lowlands. Columbia University Press. 432pp.
- Banco Mundial, 2017. <https://datos.bancomundial.org>
- Barnosky, A.D.; Koch, P. L.; Feranec, R. S.; Wing, S. L. & A. B. Shabel. 2004. Assessing the causes of late Pleistocene extinctions on the continents, *Science*; 306:70-75.
- Bar-On, Y. M., Phillips, R., & Milo, R. 2017. The biomass distribution on Earth, *PNAS* www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas. 6pp.
- Barragán, R. & Baby, P. 2004. Magmatismo alcalino intra-placa en la Cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: evidencias geoquímicas, geocronológicas y tectónicas, *Estratigrafía*,

- estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 69-62.
- Barragán, R., Christophoul, F., White, H., Baby, P., Rivadeneira, M., Ramírez, F., Rodas, J., 2004. Estratigrafía Secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 45-68.
- Bayón, M. & Wilson, J. 2017. La selva de los elefantes blancos. Megaproyectos y extractivismos en la Amazonía ecuatoriana. Instituto de Estudios Ecologistas del Tercer Mundo. Primera Abya-Yala. 198 pp.
- Benn, D.I., Owen, L. A., Osmaston, H. A.; Seltzer, G.O.; Porter, S. C. & Mark, B. 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138–139: 8-21.
- Behling, H., Bush M., & Hooghiemstra, H. 2010. Biotic development of Quaternary Amazonia: a palynological perspective, 20, Chichester, West Sussex, en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 335-348 pp.
- Beiler, K.J., Durall, D.M., Simard, S.W., Maxwell, S.A. & Kretzer, A.M. 2009, Architecture of the wood-wide web: Rhizopogon spp. genets link multiple Douglas-fir cohorts. *Journal compilation. New Phytologist*. 11pp.
- Bendix, J. & Trachte, K. 2008. Formation of Convective Clouds at the Foothills of the Tropical Eastern Andes (South Ecuador). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. American Meteorological Society DOI: 10.1175/2009JAMC2078.148
- Bernal Carrera, I.C. 2009. Contrôle géodynamique des transferts de masses entre une chaîne et son piémont: exemples du mégacône du Napo-Pastaza (Equateur-Pérou). Ecole doctorale de Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace Tesis doctoral. Université Toulouse III – Darrozes, P.J., Christophoul, F. et Laraque, A. 331 pp.
- Bernal Carrera, I.C. Christophoul, F., Darrozes, P.J., Soula, J-C., Baby, P., ... 2011, Late Glacial and Holocene avulsions of the Rio Pastaza Megafan (Ecuador- Peru): frequency and controlling factors. Springer 1759-1782 *International Journal of Earth Sciences* no100 <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00536576v3>

- Bertrand, G. & Tricart, J. 1968. Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* no 39. 3249-272.
- Bertrand, C. 1987. El sentido de la Naturaleza. Tesis doctoral en La Geografía Humanista.
- Bés de Berc, S., Baby, P., Soula, J-C., Rosero, J., Souris, M., Christophoul, F., Vega, J. 2004. La superficie Mera-Upano: marcador geomorfológico de la incisión fluvial y del levantamiento tectónico de la zona subandina ecuatoriana. en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo*. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 153-168 pp.
- Bés de Berc, S. Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J. 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*. Elsevier. 10.1016/j.tecto.2004.12.030399351-3801-4
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Stansell, N.D. & Rosenmeier, M. F. 2011. A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, no.108. 8583–8588
- Bjernes, J. 1969. Atmospheric Teleconnections from the equatorial Pacific, 3 *Monthly Weather Review*, no 97. 163-172. <https://doi.org/10.1175/1520-0493>
- Boddy, L. & Rayner, A.D.M. 1983. Origins of decay in living deciduous trees: the role of moisture content and re-appraisal of the expanded concept of tree decay. *The New Phytologist*, 94. 623-641.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., & Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates, *Science* 278, 1257-1266
- Bookhagen, B. & Strecker, M.R. 2010. Modern Andean rainfall variation during ENSO cycles and its impact on the Amazon drainage basin. Chichester. 14 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonía: landscape and species evolution*, Blackwell Publishing Ltd. 223-243.
- Borja, P., Molina, A., Govers, G. & Vanacker, V. 2018. Check dams and afforestation reducing sediment mobilization in active gully systems in the Andean mountains. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816218300134>

- Bowman, I. 1914. Results of an expedition to the Central Andes, 1914, 3, Jstor. Bulletin of the American Geographical Society XLVI. 161-183
- Bradley, R.S., Yuretich, R. F., Salgado-La Bouriau, M., Weingarten, B. 1985. Late Quaternary Paleoenvironmental Reconstruction Using Lake Sediments From The Venezuelan Andes: Preliminary Results. *Revista de Glaciología y Geología Glacial* Universidad Wagner Innsbruck 2197-106
- Bray, T.L. 2008. Late prehispanic Chiefdoms of Highland Ecuador. 27 en *Handbook of South American Archaeology*, edited by Helaine Silverman and William H. Isbell. Springer, New York. 527-541.
- Bristow, C.R. y Hoffstetter, R. 1977. *Lexique stratigraphique international: Ecuador*. Centre national de la recherche scientifique Amérique Latine: Équateur-Paris, 2 édition Vol.5412 Fasc. 5. 177pp.
- Broccoli, A. J., Dahl, K.A., Stouffer, R.J., 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *American Geophysical Union. Geophysical Research Letters* 33
- Brown, C., Burslem, D.F.R.P., Illian, J.B., Bao, L., Brockelman, W., Cao, M., Chang, L.W., Dattaraja, H.S., Davies, S., Gunatilleke, C.V.S., Gunatilleke, I.A.U.N., Huang, J., Kassim, A.R., LaFrankie, J.V., Lian, J., Lin, L., Ma, K., Mi, X., Nathalang, A., Noor, S., Ong, P., Sukumar, R., Su, S.H., Sun, I.F., Suresh, H.S., Tan, S., Thompson, J., Uriarte, M., Valencia, R., Yap, S.L., Ye, W. & Law, R. 2013. Multispecies coexistence of trees in tropical forests: spatial signals of topographic niche differentiation increase with environmental heterogeneity. *Proceedings of the Royal Society*. 8pp.
- Brüggen, J. 1928. La Glaciación Actual y Cuaternaria de la Cordillera de los Andes. *Anales de Geología y Química*, Tercer Trimestre. 7600-684.
- Bunge, W. 1966. *Theoretical geography*. Royal University of Lund. 289 pp.
- Buol, S. W. 2007. Soils en *The physical geography of South America* Veblen, T.T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 101-111.
- Burgos, J.D. 2006 *Genese et progradation d'un cone alluvial au front d'une chaine active: exemple des Andes Equatoriennes au Neogene*. Tesis doctoral Université Paul Sabatier, Toulouse. 373 pp.
- Burgos, J.D., Baby, P., Christophoul, F., Soula, J.C., Rochat, P., 2004. Cuantificación de las

- erosiones terciaria y plio-cuaternaria en la parte sur de la Cuenca Oriente. en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador.115-130.
- Bush, M.B., Colinvaux, P.A., Wiemann, M.C., Piperno, D.R. & Liu, K. 1990. Late pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonía. Quaternary Research. Elsevier. Volume 34, 330-345, 3.
- Bush, M.B. & de Oliveira, P.E. 2005. The rise and fall of the Refugial Hypothesis of Amazonian Speciation: a paleoecological perspective. Biota Neotropica. Scielobn.
- Bush, M.B., Correameiro, A.Y., Hodell, D.A., Brenner, M., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Mueller, A.D., Curtis, J.H., Grzesik, D.A., Burton, C. & Gilli, A. 2009 Re-evaluation of Climate Change in Lowland Central America During the Last Glacial Maximum Using New Sediment Cores from Lake Petén Itzá, Guatemala, en Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 113-128
- Bush M. B. & Colinvaux P. A. 1988. A 7000-year pollen record from the Amazon lowlands, Ecuador. Vegetatio. Kluwer Academic Publishers. 76:141-154.
- Bustillos, J., Samaniego, P., Robin, C., Barba, D., Ramón, P., Le pennec, J.L., 2011. Las avalanchas de escombros del Volcán Tungurahua. Quito. Andrade Varela, D. Escuela Politécnica Nacional. Memorias de las 7as jornadas en Ciencias de la Tierra. 7pp.
- Butler, R. A. 2017. Los bosques lluviosos: El bosque líquido. San Francisco, CA. Mongabay.com
- Buttimer, A. & Seamon, D. 1980. The Human Experience of Space and Place, 1980/2015 Routledge Revivals. 198pp.
- Buytaert, W., Deckers, J. & Wyseure, G. 2007. Regional variability of volcanic ash soils in south Ecuador: The relation with parent material, climate and land use. CATENA 0341-Volume 70, Issue 2. 143-154.
- Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., Hofstede, R. 2006. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. Elsevier. Earth-Science Reviews 79. 53-72.
- Buzai, G. 1999. Geografía Global. El Paradigma Geotecnológico y el Espacio Interdisciplinario en la Interpretación del Mundo del Siglo XXI. Buenos Aires. CSIC. Estudios Geográficos Vol.62 No 245. 621-648.

- Caballero, M., Lozano-García, S., Vázquez-Selem, L., Ortega, Beatriz. 2010 Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* Vol 62, Núm. 3, 2010, P. 359-377.
- Cabodevilla, M.A. 1996. Coca, La Región y sus Historias, 2007 CICAME. 389 pp.
- Cabos, W., Sein, D.V., Pinto, J.G., Fink, A.H., Koldunov, N.V., Alvarez, F., Izquierdo, A., Keenlyside, N., Jacob, D. 2016. The South Atlantic Anticyclone as a key player for the representation of the tropical Atlantic climate in coupled climate models, *CrossMark - Springer* 10.1007/s00382-016-3319-9 *Climate Dynamics*.
- Cáceres, B. 2010. Actualización del Inventario De Tres Casquetes Glaciares del Ecuador, Universidad de Niza. Tesina pp.86.
- Cadilhac, L., Torres, R., Calles, J., Vanacker, V. & Calderón, E. 2017. Desafíos para la investigación sobre el cambio climático en Ecuador. *Neotropical Biodiversity*. Taylor & Francis. Vol. 3, No. 1, 168-181.
- Calandra, H.A & Salceda, S.A. 2004. Amazonía boliviana: arqueología de los Llanos de Mojós. *Acta Amazónica*. Vol. 34(2) 155 -163.
- Cancillería de Ecuador, 2018. <https://www.cancilleria.gob.ec/historia-de-chevron-texaco-en-ecuador/>
- Capel H. 1980. Estudio Introductorio a Excepcionalismo en Geografía, 1971 y 1988, Universidad de Barcelona. 86 pp.
- Capel, H. y Urteaga, L. 1992. Las Nuevas Geografías. SALVAT Aula Abierta. 91pp.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Silva, A.E., Liebmann B. & Silva Dias, P.L. 2010. The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. *Royal Meteorological Society. Wiley Online Library. International Journal of Climatology*, 31. 1248–1256.
- Carey, M. 2004. Living and dying with glaciers: people historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Perú. *ScienceDirect. Global and Planetary Change*, 47. 122-134.
- Caviedes, C.N. 2007. Impacts of El Niño-Southern Oscillation on Natural and Human Systems. 19 en *The physical geography of South America*. Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 305-321.
- Chávez, M. 2005. II Latinoamerican Congress of Vertebrate Paleontology
- Chazdon, R.L. & Uriarte, M. 2016. Natural regeneration in the context of large-scale forest

- and landscape restoration in the tropics. *Biotropica* 48(6): 709–715.
- Chiang, J.C.H. y Bitz, C.M. 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Springer-Verlag, Climate Dynamics Web. 20pp.
- Christophoul, F., Christophoul, F., Burgos, J.D., Baby, P., Soula, J.C., Bés de Berc, S., Dávila, C., Rosero, M. & Rivadeneira, M. 2004. Dinámica de la Cuenca de Ante-País Oriente desde el Paleógeno en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 93-114.
- Churchill, S. P. 2011. Diversidad de Musgos en los Andes Tropicales. 16 en Herzog, S.K. et al. (Editores). Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. Scientific Committee on Problems of the Environment y Inter-American Institute for Global Change Research SCOPE-IAI-McArthur. 224-227.
- Cione, A. L., Tonni, E. P. y Soibelzon, L, 2003. The broken Zig-Zag: late Cenozoic large mammals and tortoise extinction in South America, *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*;5(1):1-19.
- Clapperton, C.M. 1987. Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and Paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. *International Geomorphology* Wiley, ChichesterV. Gardinerpart 2843-870.
- Clapperton, C.M. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America., Amsterdam. Elsevier. 770 pp.
- Clapperton, C.M. 1993 Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* Volume 101, Issues 3–4, 189-208
- Clapperton, C.M. Hall, M., Mothes, P., Hole, M.J., Helmens, K.F., Kuhry, P. & Gemmell, A.M.D. 1997. A Younger Dryas icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*, 47: 13-28.
- Coates, A.G. (Editor) 1997. The forging of Central America. *Central America: A Natural and Cultural History*. New Haven, Yale University Press. 37 pp.
- Colinvaux, P.A. 1979. The Ice-age Amazon. *Nature*. Macmillan Journals Ltd. 278399-400
- Colinvaux, P.A. 1985. Land Bridge of Duvany Yar. *Ohio Nature Publishing Group*. *Nature* 314. 581-582

- Colinvaux, P.A., Miller, M.C., Liu, K., Steinitz Kannan M., & Frost, I. 1985. Discovery of Permanent Amazon Lakes and Hydraulic Disturbance in the Upper Amazon River, Ohio Nature Publishing Group. *Nature* 313. 42-45.
- Colinvaux, P.A. Liu, K., Oliveira, P., Bush, M.B., Miller M.C., & Steinitz Kanan, M. 1996. Temperature depression in the lowland tropics in glacial times. *Climatic Change* 3219-3233.
- Colinvaux, P.A., Oliveira, P. E., Moreno, J.E., Miller, M.C., Bush, M.B. 1996. A long pollen record from Lowlan Amazonía: Forest and Cooling in Glacial Times, *Science*. JSTOR.Vol. 274, Issue 5284. 85-88.
- Colinvaux, P.A. & Oliveira, P.E. 2000. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science*. John Wiley & Sons, Ltd. 15(4). 347-356
- Collot, J-Y., Sallares, V., Pazmiño, N. (Editores) 2009. *Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las Galápagos*. Guayaquil INOCAR-IRD-CNDM. 281 pp.
- Coltrinar, L. 1992. *Global Quaternary Changes in South America*. Elsevier Science Publishers B V, Amsterdam Global Planetary change, 7 11-23.
- Conrad, J. 1902/2013 *El corazón de las tinieblas*. Editorial Juventud. 176pp.
- Cook, K.H. & Vizy, E.K. 2006. South American climate during the Last Glacial Maximum: Delayed onset of the South American monsoon. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 111, D02110.
- Cook, K.H. 2009. South American Climate Variability and Change: Remote and Regional Forcing Processes. 8, en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 193-212.
- Crk, T., Uriarte, M., Corsi, F. & Flynn, D. 2009. Forest recovery in a tropical landscape: what is the relative importance of biophysical, socioeconomic, and landscape variables? *Landscape Ecology*. Srpinge. 24. 629-642.
- Cruz, F.W., Wang, X., Auler, A., Vuille, M., Burns, S.J., Edwards, L.R., Karmann, I., & Cheng, H. 2009. Orbital and Millennial-Scale Precipitation Changes in Brazil from Speleothem Records. 2, en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 29-

60.

- Cuadra, D.E. 2014. Los enfoques de la Geografía en su Evolución como Ciencia. Facultad de Humanidades. Universidad Nacional del Nordeste. Revista Geográfica Digital 1668-518022
- Damuth, J.E. & Kumar, N. 1975. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age and Growth Pattern. Lamont-Doherty. Geological Observatory, Geological Society American Bulletin Columbia University, New York. 86863–878
- Das, P.K. 1986. Monsoons. World Meteorological Organization Libro 155 pp.
- Davis, W.M. & Johnson D.W. 1909. Geographical essays. Universidad de Harvard. Branner Geological Library 797 pp.
- Dear, M. 1988. The postmodern challenge: reconstructing human geography. Progress in Human Geography 3. 5680-5683.
- de Carvajal, G. 1542. Descubrimiento del río de las Amazonas por el Capitán Francisco de Orellana; relación de Gaspar de Carvajal. Biblioteca Nacional de España. María de las Nieves Pinillos Iglesias. Babelia. DOC70
- de las Casas, B. 1542. Brevísima relación de la destrucción de las Indias. Biblioteca Nacional de España. José Miguel Martínez Torrejón. Editorial de la Universidad de Antioquía. Biblioteca clásica para jóvenes lectores. 177 pp.
- Denevan, W.M. 1992. The Pristine Myth: The Landscape of the Americas in 1492. Annals of the Association of American Geographers 82(3). 369-385
- Denevan, W.M. 2007. Pre-European Human Impacts on Tropical Lowland Environments. en The physical geography of South America Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 265-278.
- DeFries, R.S., Rudel, T., Uriarte, M. & Hansen, M. 2010. Deforestation driven by urban population growth and agricultural trade in the twenty-first century. Nature Geoscience Letters Advance Online publication. Macmillan publishers Ltd. 5pp.
- De Marchi, M., Pappalardo, S. E., Ferrarese, F. 2013. Zona Intangible Tagaeri Taromenane (ZITT) ¿Una, ninguna, cien mil? Delimitación cartográfica, análisis geográfico y pueblos indígenas aislados en el camleónico sistema territorial del Yasuní. CLEUP-CICAME. C.C. 72pp.
- De Marchi, M., Pappalardo, S. E., Codato, D. Ferrarese, F. 2015. Zona Intangible Tagaeri

- Taromenane y expansión de las fornteras hidrocarburíferas: Miradas a diferentes escalas geográficas. CLEUP-CICAME, C.C. 81pp.
- De Marchi, M., Sengar, B. & Furze, J.N. 2017. Prospects for Sustainability in Human-Environment Patterns: Dynamic Management of Common Resources. Springer International Publishing. J.N. Furze et al. (eds.), Mathematical Advances Towards Sustainable Environmental Systems. 14. 319-347
- Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M. & Cristophoul, F. 2004 El preAptiense en la Cuenca Oriental ecuatoriana. Estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 23-44.
- Dobesch, H., Dumolard, P., Dyras, I. (Ed.s) 2007. Spatial Interpolation for Climate Data. www.iste.co.uk 288pp.
- Dobson, D.M., Dickens G.R., & Rea, D.K. 2001. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier. doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00161-9 165215-2293-5
- Duivenvoorden J. F. & Duque A. J. 2010. Composition and diversity of northwestern Amazonian rainforests in a geocological context. Chichester. 22 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution,. Blackwell Publishing Ltd. 360-372
- Dunne, T. y Mertes, L.A K. 2007. Rivers, en The physical geography of South America Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 76-90.
- Eissen, J-P., Beate, B., Hall, M.L., Laraque, A., Francou, N., Cáceres, B., Monzier, M., Cotten, J., Andrade, D., Cerón, C., Hidalgo, S., Muñoz, T. 2004. El deslave del 13 de octubre del 2000 del volcán El Altar. Escuela Politécnica Nacional. Quito. Departamento de Geofísica. Instituto Geofísico. Investigaciones en Geociencias. 44-50.
- Ellison, D. Background Analytical Study 2: Forests and Water. 2018. Background study prepared for the thirteenth session of the United Nations Forum on Forests.
- Endries, J.L., Perry, L.B., Yuter, S. E., Seimon, A., Andrade-Flores, M., Winkelmann, R., Quispe, N., Rado, M., Montoya, N., Velarde, F. & Arias, S., 2018. Radar-Observed Characteristics of Precipitation in the Tropical High Andes of Southern Peru and

- Bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57: 1441-1458.
- Erickson, C.L. 2008. Amazonía: The Historical Ecology of a domesticated Landscape. 11 en *Handbook of South American Archaeology*, edited by Helaine Silverman and William H. Isbell. Springer, New York. 157-183.
- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cocheneau, G., Filizola, N., Lavado, W., de Oliveira, E., Pombosa, R. & Vauchel, P. 2009 Spatio – Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador) *International Journal of Climatology* no 29. 1574–1594.
- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Junquas, C., Vauchel, P., Lavado, W.S., Drapeau, G., & Pombosa, R. 2011. Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought., 2 *Geophysical Research Letters*. 38 pp.
- Espinoza, J.C., Lengaigne, M., Ronchail, J., Janicot, S. 2012. Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach. *Springer Climate Dynamics* 38. 121-140.
- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Frappart, F., Lavado, W., Santini, W. y Guyot, J.L. 2013 The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood. *Journal of Hydrometeorology* 14. 1000–1008.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza W., & Barbarand, J., 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. Chichester. 6 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonía: landscape and species evolution*, Blackwell Publishing Ltd. 89-99.
- Estébanez Álvarez, J. 1983. *La Enseñanza de la Geografía Cuantitativa en España*, Universidad de Oviedo. Servicio de Publicaciones Universidad de Oviedo. O/455/86. *Geografía Teórica y Cuantitativa: Concepto y Métodos*. 254-271.
- Farrera, I., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Ramstein, G., Guiot, J., Bartein, P.J., Bonnefille, R., Bush, M., Cramer, W., von Grafenstein, U., Holmgren, K., Hooghiemstra, H., Hope, G., Jolly, D., Lauritzen, S.-E., Ono, Y., Pinot, S., Stute, M. & Yu, G. 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15: 823-856.

- Falvey, M. & Garreaud, R.D. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research*, pp. 114
- Fei, S., Desprez, J.M., Potter, K.M., Jo, I., Knott J.A. & Oswalt, C.M. 2017. Divergence of species responses to climate change. *Science Advances*. Science Climate Change 10.
- Fernandes, K., Baethgen, W., Bernardes, S., DeFries, R., DeWitt, D.G., Goddard, L., Lavado, W., Lee, D.E., Padoch, C., Pinedo-Vasquez, M. & Uriarte, M. 2011. North Tropical Atlantic influence on western Amazon fire season variability. *Geophysical research letters*, vol. 38, L12701. 5pp.
- Ferrarese, F., Pappalardo S.E., Codato, D., Finer, M. & De Marchi, M. 2017. AGILE Wageningen, May 9-12. 9pp.
- Ferreras Chasco, C. 2000. Metodología y Práctica de la Biogeografía. Barcelona. Guillermo Meaza Rodríguez-El Serbal. 146 pp.
- Few, R., Armijos, M.T. & Barclay, J. 2017. Living with Volcan Tungurahua: The dynamics of vulnerability during prolonged volcanic activity. Elsevier 0016-7185. *Geoforum* 80. 72–81.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G25567A.137619-6227>
- Finer, M., Babbitt, B., Novoa, S., Ferrarese, F., Pappalardo, S.E., De Marchi, M., Saucedo, M. & Kumar, A. 2015. Future of oil and gas development in the western Amazon. *Environmental Research Letters*. 10. IOP Publishing Ltd. 5 pp.
- Francou, B., Ramirez, E., Cáceres, B., & Mendoza, J. 2000. Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century. Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador, 29(7) 416–422.
- Francou, B., 2004. Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (Siglos XVIII a XX). Lima IFEA-IEP, J.P. Deler & E. Mesclier (Editores), Los Andes: el reto del espaciomundo Andino; Homenaje a Olivier Dollfus. 137-152.
- Furley, P. A. 2007. Tropical Forests of the Lowlands. 9 en *The physical geography of South America*, Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 135-154

- Fu Tuan, Y. 2010, Humanistic Geography. *Annals of the Association of American Geographers* 66, 266-276.
- Future Water, 2013: Hunink, J.E., Immerzeel W.W. & Droogers, P., Análisis de patrones espaciales de precipitación en la provincia de Tungurahua. Documentación técnica Gobierno Provincial de Tungurahua 40 pp.
- GADPO, 2015: VV.AA., Plan de desarrollo y Ordenamiento Territorial de la Provincia de Orellana 2015-2025, Gobierno Autónomo Descentralizado Provincia Orellana 406 pp.
- Gagnon, P.R., Bruna, E.M., Rubim, P., Darrigo, M.R., Littell, R.C., Uriarte, M. & Kress, W.J. 2011. Growth of an understory herb is chronically reduced in Amazonian forest fragments. *Biological Conservation* 144 Elsevier. 830-835.
- García Esteban, R. 2017. Las Unidades de Paisajes Naturales del Sector Central de la Sierra de Guadarrama y Parque Nacional. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Filosofía y Letras Departamento de Geografía 748pp.
- García Rayego, J.L. 1993: Los paisajes Naturales de la Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava. Tesis Doctoral: Universidad Complutense de Madrid Facultad de Geografía e Historia, Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física.
- García Romero, A. & Muñoz Jiménez, J. 2002. El Paisaje en el Ámbito de la Geografía, UNAM. Geografía. 968-36-9856-5. 139 pp.
- García Ruíz, J.M. 2018. El impacto humano en el paisaje de las áreas de montaña: retos y oportunidades para la geografía. Conferencia 17/9/2018 Departamento de Geografía UCM. Ciclo “Los retos de la Geografía en el siglo XXI”.
- Garreaud, R.D. y Aceituno P. 2007. Atmospheric circulation and climatic variability. en *The physical geography of South America* Veblen, T.T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 45-59.
- Garreaud R.D. 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*. Copernicus Publications 223-11 www.adv-geosci.net/22/3/2009/
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180–195
- Glantz, M.H. 1996. *Currents Of Change: El Niño's Impact On Climate And Society*. Cambridge University Press 0-521-57659-8194. 551-552.
- Gorzelak, M.A., Asay, A.K., Pickles B.J. & Simard, S.W. 2015. Inter-plant communication

- through mycorrhizal networks mediates complex adaptive behaviour in plant communities. *AoB Plants* 7: plv050 13pp.
- Graham, C. H., Loiselle, B.A., Velásquez-Tibatá, J. & Cuesta Camacho, F. 2011 Modelos de Distribución de Especies y el Desafío de Pronosticar Distribuciones Futuras. 21 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI-McArthur. 295-303.
- Grimm, A.M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes. *Journal of Climate* 16, 263-280.
- Grimm, A.M. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?, *Climate Dynamics* 22, 123-138.
- Grimm, M.A. & Ambrizzi, T. 2009. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. 7 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 159-191.
- Guevara, L. & León-Paniagua, L. 2018. Variation among Global Circulation Models for reconstructions of geographic distributions at the Last Glacial Maximum: Relevance for phylogeography. *Ecosistemas, Revista Científica de Ecología y Medio Ambiente de la Asociación Española de Ecología Terrestre* 27(1):62-76
- Guillaume-Gentil, N. 2013. 5.000 años al pie de los volcanes. Instituto Francés de Estudios Andinos. Flacso-ABYA-YALA. 593 pp.
- Guns, M. & Vanacker, V., 2014. Shifts in landslide frequency-area distribution after forest conversion in the tropical Andes. *Anthropocene* 6, 60–70.
- Gutiérrez-Vélez, V.H., DeFries, R., Pinedo-Vásquez, M., Uriarte, M., Padoch, C., Baethgen, W., Fernandes, K. & Lim, Y. 2011 High-yield oil palm expansion spares land at the expense of forests in the Peruvian Amazon. *Environmental research letters*, 6. IOP Publishing Ltf, 5pp.
- Gutiérrez-Vélez, V.H., Uriarte, M., DeFries, R., Pinedo-Vásquez, M., Fernandes, K., Ceccato, P., Baethgen, W. & Padoch, C. 2014. Land cover change interacts with drought severity to change fire regimes in Western Amazonía. *Ecological Applications*, 24 (6) Ecological Society of America. 1323-1340.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y. 1999. Tectonic segmentation of

- the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Elsevier Science. Earth and Planetary Science Letters 168, 256-270.
- Guyot, J.-L. 1993. Hydrogeoquímica des Fleuves de l'Amazonie Bolivienne. Tesis doctoral. París. Collection Etudes & Thèses, OSTROM 2-7099-I 157-4. 261pp.
- Haffer, J. 1969. Speciation in Amazonian forest birds. Science. http://www2.hawaii.edu/~khayes/Journal_Club/fall2006/Haffer_1969_Sci.pdf
- Hall, M.L. 1977. El Volcanismo en Ecuador. Quito. Sección Ecuatoriana del Instituto Panamericano de Geografía e Historia. IPGH. 120 pp.
- Hall, M.L. y Beate, B. 1991. El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. En El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana. Corporación Editora Nacional 45-13 Estudios de Geografía. 16pp.
- Hall, M.L., Mothes, P., Aguilar, J., Bustillos, J., Ramón, P., Eissen, J-P., Monzier, M., Robin, C., Egred, J., Militzer, A., Yepes, H. 2012. Los peligros volcánicos del Antisana. Institut de recherche pour le développement. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador. Corporación Editora Nacional. 79 pp.
- Halley, E. 1686. An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the winds. Londres. Philosophical Transactions of the Royal Society.
- Harden C.P. & Hyman G.G. 2007. Agriculture and Soil Erosion. en The physical geography of South America. Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 289-304.
- Hardoy, J. & Satterthwaite, D. 2007. Environmental Impacts of Urbanism. en The physical geography of South America Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 322-338.
- Hartley, A.J. 2003. Andean uplift and climate change. Journal of the Geological Society. Londres. 1607-10
- Harvey, D. 1976. Teoría Revolucionaria y Contrarrevolucionaria en Geografía. Geocrítica. Universidad de Barcelona 0210-0754, 4.
- Hastenrath, S. 1985. Climate and circulation of the tropics. Springer, Dordrecht. 454 pp.
- Heckenberger, M.J., Russell, J.C., Fausto, C., Toney, J.R., Schmidt, M.J., Pereira, E., Franchetto, B., Kuikuro, A. 2008. Pre-Columbian Urbanism, Anthropogenic

- Landscapes, and the Future of the Amazon. *Science* 321, 1214-1217.
- Heine, K. 1991. Critical Comments on Ice-Age Amazon History of Climate and Vegetation Based on New Field Evidence. Bamberger. *Geographische Schriften*. Regensburg Institut für Geographie 11337-349.
- Heine, K. 1994. The Mera site revisited: Ice-Age Amazon in the light of new evidence. Elsevier. *Quaternary International*. 21113-119.
- Heine, K. 2000. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and Pluvial records. *Peragamon INQUA Quaternary International* 72-7-21.
- Heine, K. 2011. Late Quaternary Glaciations of Ecuador en *Quaternary Glaciations— 57 Extent and Chronology* de Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. *Quaternary Science Series No. 14*. 803-813.
- Herrera, X., Melo, P., Galeas, R., Bustos, A. & Cisneros C. 2013. Modelo de Fenología General para la representación de Ecosistemas del Ecuador Continental. Subsecretaría de Patrimonio Natural. Quito. Proyecto Mapa de Vegetación. Subsecretaría de Patrimonio Natural. 40 pp.
- Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI-McArthur
- Herzog, S.K. y Kattan, G. H. 2011. Patrones de Diversidad y Endemismo en las Aves de los Andes tropicales. 18 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI-McArthur. 245-258.
- Hoffmann, D., Oetting, I., Arnillas, C.A. y Ulloa, R. 2011. Cambio Climático y Áreas Protegidas en los Andes Tropicales. 22 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI-McArthur. 311-325.
- Hoffmann, T., Penny, D., Stinchcomb, G., Vanacker, V. & Lu, X.X. 2015. Global Soil and Sediment transfers in the Anthropocene. *GLOSS magazine Vol 23, No1*, pp37.
- Hole D.G., Young, K.R., Seimon, A., Gomez Wichtendahl, C., Hoffmann, D., Schutze Paez, K., Sanchez, S., Muchoney, D., Grau, H.R. & Ramirez, E. 2011. Manejo Adaptativo para la conservación de la Biodiversidad frente al Cambio Climático- Perspectiva en

- los Andes Tropicales. 2 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI- McArthur. 19-46.
- Holen, S.R., Deméré, T.A., Fisher, D.C., Fullagar, R., Paces, J. B., Jefferson, G.T., Beeton, J.M., Cerutti, R.A., Rountrey, A. N., Vescera, L., Holen, Kathleen A. 2017. A 130,000-year-old archaeological site in southern California, USA. *Macmillan Publishers Limited/Springer Nature Nature online* 544-479.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*. 23:237–240.
- Hoorn, C. & Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonia: landscape and species evolution*, Chichester, West Sussex. Blackwell Publishing Ltd. 978-1-4051-8113-6/482
- Hoorn, C. y Wesselingh F. P. 2010: Carina Hoorn y Frank P. Wesselingh, Introduction: Amazonia, landscape and species evolution, 2010. Chichester, 1 en Hoorn, C. & Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonia: landscape and species evolution*, Blackwell Publishing Ltd. 482 pp.
- Hoorn, C., Roddaz, M., Dino, R., Soares, E., Uba, C., Ochoa-Lozano, D. & Mapes, R. 2010. The Amazonian Craton and its influence on past fluvial systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). Chichester. 7 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonia: landscape and species evolution*, Blackwell Publishing Ltd. 104-122.
- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., Hovikoski, J., & Guerrero, J., 2010. The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia), Chichester, 8 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonia: landscape and species evolution*. Blackwell Publishing Ltd. 123-142.
- Hoorn, C., Bogotá, G.R.A., Millerlandy Romero-Baez, Lammertsma, E.I., Flantua, S.G.A., Dantas, E.L., Dino, R., do Carmo, D.A. & Chemale Jr. F. 2017. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change*. Elsevier. Invited research article <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.005>
- Horton, B. K. & DeCelles, P. G. 2001. Modern and ancient Aluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network

- evolution in foldthrustbelts. Basin Research. Blackwell Science Ltd. DOI:10.1046/j.1365-2117.2001.00137.x1343-63
- Hostetler, S. W. & Clark, P.U. 2000. Tropical climate at the Last Glacial Maximum inferred from glacier mass-balance modeling. *Science*, 290: 1747-1750.
- Hovikoski, J., Wesselingh, F.P., Räsänen, M., Gingras, M. & Vonhof, H.B. 2010. Marine influence in Amazonia: evidence from the geological record. Chichester, 9 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 143-161.
- Huggett, R. H., 2007. Fundamentals of Geography. Routledge Fundamentals of Physical Geography. Madison Avenue, New York, NY 10016 Segunda edición. Taylor & Francis e-Library. Routledge. ISBN 0-203-94711-8 Master e-book ISBN483. 270 pp.
- Huybers, P. J. y Denton, G. 2008. Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration. *Nature Geoscience*. Veritas-DASH doi:10.1038/ngeo3111787-792 <http://nrs.harvard.edu/urn-3:HUL.InstRepos:3355830>
- Ibarra Benlloch, P. 1993 Una Propuesta Metodológica para el estudio del Paisaje Integrado. *Geographicalia* 30, 229-242
- IGENP, 2018. Red Observatorios Vulcanológico del Instituto Geológico del Ecuador, Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Clasificación de Volcanes de Ecuador, Escuela Politécnica Nacional
- Irion, G. 1984. Clay minerals of Amazon soils. La Haya. Sioli, H. The Amazon Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. 7, 537-579.
- Irion, G. & Kalliola, R. 2010. Long-term landscape development processes in Amazonia. Chichester. 11 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 185-197.
- Iriondo, M., Colombo, F., & Kröhling, D. 2000. El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina-Bolivia-Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta* 28. 79-82
- Jaramillo, C. Hoorn, C., Silva, S.A.F., Leite, F., Herrera, F., Quiroz, L., Dino R. & L. Antonioli. 2010. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. Chichester. 19 en Hoorn, C. y Wesselingh, F. P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution. Blackwell

- Publishing Ltd. 317-334.
- Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.-H., Colose, C., Brunstein, D., Khodri, F.H.M., Bourle's, D.L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J.L., Fonseca, H., Liu, Z. & Otto-Bliesner, B. L. 2014. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal, *Nature*. MacMillan Publishers Ltd. 224-228 (16)
- Jørgensen, P. M. Ulloa Ulloa, C., León, B., León-Yáñez, S., Beck, S.G., Nee, M., Zarucchi, J.L., Celis, M., Bernal, R., & Gradstein, R. 2011. Patrones Regionales de Diversidad y Endemismo en las Plantas Vasculares, 13 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI- McArthur. 221-233.
- Josse, C., Cuesta, G., Navarro, V., Barrena, E., Cabrera, E., Chacón-Moreno, W., Ferreira, M., Peralvo, J., Saito, A. & Tovar. 2009. *Ecosistemas de los Andes del norte y centro. Bolivia, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela*. (Múltiples editores). 79 pp.
- Josse, C., Cuesta Camacho, F., Navarro, G., Barrena, V., Becerra, M.T., Cabrera, E., Chacón-Moreno, E., Ferreira, W., Peralvo, M., Saito, J., Tovar A. & Naranjo, L.G. 2011. *Geografía Física y Ecosistemas de los Andes Tropicales* 10 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. SCOPE-IAI-McArthur. 177-194.
- Jürgen Ehlers, Philip L. Gibbard and Philip D. Hughes (Eds.) 2011 *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look* 1126 pp.
- Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L. 2012 High-Latitude Forcing of the South American Summer Monsoon During the Last Glacial. *Science* Vol. 335, Issue 6068, 570-573.
- Kaplan, M.R., Moreno, P.I. & Rojas, M. 2008. Glacial dynamics in southernmost South America during Marine Isotope Stage 5e to the Younger Dryas chron: a brief review with a focus on cosmogenic nuclide measurements. *Journal of Quaternary Science*. Volume 23, Issue 6-7, Special Issue: Timing and Nature of Late Quaternary Mountain Glaciation. 649-658
- Kessler, M., Grytnes, J.-A., Halloy, S.R.P., Kluge, J., Kramer, T., León, B., Macía, M.J. & Young, K.R. 2011. Gradientes de Diversidad Vegetal: Patrones y Procesos Locales,

2011. 14 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 235-253.
- Khodri, M., Kageyama, M. & Roche, D.M. 2009. Sensitivity of South American Tropical Climate to Last Glacial Maximum Boundary Conditions: Focus on Teleconnections with Tropics and Extratropics. 9 en Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 213-238.
- Knapp, G. 2007. The Legacy of European Colonialism. 17 en Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. 2007. en The physical geography of South America. Oxford University Press. 279-288.
- Kroonenberg, S. B. & Roeber, W.F.E. 2010. Geological evolution of the Amazonian Craton, 2 Chichester, en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 10-28.
- Lambeck, K. & Chappell, J. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle, Science www.sciencemag.org 679-686.
- La Frenierre, J., In Huh, K. & Mark, B.G. 2011. Ecuador, Peru and Bolivia en Quaternary Glaciations—Extent and Chronology de Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. Quaternary Science Series No. 14. 773-802.
- Lamy, F. & Kaiser, J. 2009. Glacial to Holocene Paleoceanographic and Continental Paleoclimate Reconstructions Based on ODP Site 1233/GeoB 3313 Off Southern Chile. 6 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 129-158.
- Laraque, A., Guyot, J.L. & Pombosa, R. 2004. Hidroclimatología del Oriente e Hidrosedimentología de la Cuenca del Napo en Baby, P., Rivadeira, M., Barragán, R. (Editores) 2004. La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. IFEA; IRD; IFEA; IRD; Petroecuador. 132-151.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R. & Guyot, J.L. 2006 Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. American Meteorological Society Journal of hydrometeorology. Volume 8. 1364-1381.
- Larkin, N.K. & Harrison D. E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal

- average U.S. weather anomalies. American Geophysical Union. Geophysical Research Letters. doi:10.1029/2005GL02273832- L137054
- Larsen, T.H. Escobar F., & Armbrrecht, I. 2011. Insectos de los Andes Tropicales: Patrones de Diversidad, Procesos y Cambio Global, 2011, 17 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 265-286.
- Larsen, T.H., Brehm, G., Navarrete, H., Franco, P., Gómez, H., Mena, J.L., Morales, V., Argollo, J., Blacutt L. & Canhos, V. 2011. Desplazamientos de los Rangos de Distribución y Extinciones Impulsados por el Cambio Climático: Síntesis y Orientaciones, en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 57-81.
- Latrubesse, E.M. & Franzinelli, E. 1995. Cambios Climáticos en Amazonía durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno. en Proyecto PICG. Cambios Climáticos Cuaternarios en América del Sur. La Paz – Bolivia. OSTROM. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. 4, 77-93.
- Leite, Y.L.R., Costa, L.P., Loss, A.C., Rocha, R.G., Batalha-Filho, H., Bastos, A.C., Quaresma, V.S., Fagundes, V., Paresque, R., Passamani, M., & Pardini, R. 2015. Neotropical forest expansion during the last glacial period challenges refuge hypothesis. PNAS Environmental Sciences. Vol. 113. No.4. 1008–1013.
- Le Pennec, J-L., Samaniego, P., Eissen, J-P., Hall, M.L., Molina, I., Robin, C., Mothes, P. ... 2005. Los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua. Institut de recherche pour le développement. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador. Corporación Editora Nacional-Los Peligros Volcánicos del Ecuador. 120 pp.
- Liebmann, B. & Mechoso, C.R. 2011. The South American Monsoon System en Chang, C. et al. World Scientific Publishing Co.137-157 The Global Monsoon System: Research and Forecast (2nd Edition). 137-157.
- Liu, K. & Colinvaux, P.A. 1985. Forest changes in the Amazon Basin during the last glacial maximum. Letters to Nature. Nature Publishing Group. Nature 318. 556-558.
- Locatelli, B., Catterall, C.P., Imbach, P., Kumar, C., Lasco, R., Marín-Spiotta, E., Mercer, B., Powers, J.S., Schwartz, N. & Uriarte, M. 2015. Tropical reforestation and climate

- change: beyond carbon. Restoration Ecology Opinion Article 7pp.
- López, V., 2013. Espíndola, F., Calles, J.L. & Ulloa, J. Amazonía Ecuatoriana bajo presión, Quito. FLACSO Ecociencia. 56 pp.
- Lovelock, J.E. 1979. Gaia, una nueva visión de la vida en la Tierra. Ediciones Orbis. 126 pp.
- Lundberg, J.G., Sabaj Pérez, M.H., Dahdul W.M. & Aguilera, O.A. 2010: The Amazonian Neogene fish fauna, 2010, Artículo 17 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 281-316.
- Maldonado, M., Maldonado-Ocampo, J.A., Ortega, H., Encalada, A.C., Carvajal-Vallejos, F.M., Rivadeneira, J.F., Acosta, F., Jacobsen, D., Crespo Á. & Rivera-Rondón, C.A. 2011. Diversidad en los Sistemas Acuáticos. 20 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 325-349
- Manchego, C.E., Hildebrandt, P., Cueva1, J., Espinosa, C.I., Stimm, B. & Günter, S. 2017. Climate change versus deforestation: Implications for tree species distribution in the dry forests of southern Ecuador. Run Guo Zang PLOS one Chinese Academy of Forestry 1219 doi. org/10.1371/journal.pone.0190092
- Mann, M.E. 2002. Little Ice Age. The Earth System Physical and Chemical dimension of Global environmental change, 6. 5 pp.
- Marengo, J.A. Liebmann, B., Kousky, V.E., Filizola, N.P., & Wainer, I.C. 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. Journal of Climate 14, 833-852.
- Marengo, J.A, 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. Theoretical and Applied Climatology 78, 79–96.
- Marengo, J.A., Ambrizzi, T., da Rocha, R.P., Alves, L.M., Cuadra, S.V., Valverde, M.C., Torres, R.R., Santos, D.C. & Ferraz, S.E.T. 2009. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models, Springer-Verlag. Climate Dynamics 10.1007/s00382-009-0721-625
- Marengo, J.A., Jones, R., Alves L.M., & M.C. Valverde. 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. Royal Meteorological Society. Wiley InterScience.

- International Journal of Climatology 29, 2241–2255.
- Marengo, J.A., Pabón, J.D., Díaz, A., Rosas, G., Ávalos, G., Montealegre, E., Villacís, M., Solman, S. & Rojas, M. 2011. Cambio Climático: evidencias y Futuros escenarios en la Región Andina. 7 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 131-149.
- Marengo, J.A., Chou, S.C., Kay, G., Alves, L.M., F. Pesquero, J., Soares, W.R., Santos, D.C., Lyra, A.A., Sueiro, G., Betts, R., Chagas, D.J., Gomes, J.L., Bustamante & J.F. Tavares, P. 2011. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, Sao Francisco and the Paraná River basins. Springer-Verlag. Climate Dynamics 10.1007/s00382-011-1155-520
- Marengo, J.A., Souza Jr., C.M., Thonicke, K., Burton, C., Halladay, K., Betts, R.A., Alves, R.M. & Soares, W.R. 2018. Changes in Climate and Land Use Over the Amazon Region: Current and Future Variability and Trends. Frontiers in Earth Science Volume 6 Article 228, 21pp.
- Mark, B.G. & Seltzer, G.O., 2005. Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): Spatial distribution of mass loss and climatic forcing. Quaternary Science Reviews, 24, 2265-2280.
- Marksteiner, R. & Alemán, A. 1997. Petroleum Systems Along the Fold Belt Associated to The Marañon-Oriente-Putumayo (MOP) Foreland Basins. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP) 63-74.
- Martínez de Pisón, E., Arozena, M. E. & Serrano, E. 2002. Las Unidades de Paisajes Naturales de la Reserva de la Biosfera de Ordesa-Viñamala. Comité Español del Programa MaB y de la Red IberoMaB de la UNESCO, Madrid, 366 pp.
- Martínez, R., Ruiz Carrascal, D., Andrade, M., Blacutt, L., Pabón, D., Jaimes, E., León, G., Villacís, M., Quintana, J., Montealegre, E. & Eucástigui, C. 2011 Síntesis del Clima de los Andes Tropicales en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 97-130.
- Martínez de Pisón, E., Arozena, M.E., Beltrán, E., Romero, C. 2008 El paisaje como criterio

- de valoración territorial. El Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). TURISMO Revista de la Escuela Universitaria de Turismo Iriarte. Número 0 155-178
- Martínez de Pisón, E. 2014. Paisaje y Geografía. Revista de Occidente 316, 35-49.
- Martínez de Pisón, E. 2016. Paisaje y Geografía. Institución Libre de Enseñanza Boletín de la Institución Libre de Enseñanza 102, 27-40.
- Martin, P. S. 1973. The Discovery of America. Science New Series. Vol. 179, 4077. 969-974.
- Martin, L.C.P., Blard, P-H., Lavé, J., Condom, T., Prémaillon, M., Jomelli, V., Brunstein, D., Lupker, M., Charreau, J., Mariotti, V., Tibari, B., ASTER Team, Davy, E. 2018. Lake Tauca highstand (Heinrich Stadial 1a) driven by a southward shift of the Bolivian High. Science Advances Climatology| Research Article 4 : eaar2514 10pp
- Mata Olmo, R. 2004. Agricultura, paisaje y gestión del territorio. Polígonos: Revista de Geografía, N° 14, 97-137.
- Mata Olmo, R. 2008. El paisaje, patrimonio y recurso para el desarrollo territorial sostenible. Conocimiento y acción pública. ARBOR Ciencia, Pensamiento y Cultura CLXXXIV 729 enero-febrero (2008) 155-172pp.
- Mata Olmo, R., Martín Arroyo, R. & Santa Cecilia, F. 2009. Desarrollo rural y conservación de la naturaleza en áreas protegidas de Bolivia: la Puna de Sajama (Bolivia). Anuario Americanista Europeo, N°6-7, 529-551
- Mayle, F.E., Burn, M.J., Power M. & Urrego, D.H. 2009. Vegetation and Fire at the Last Glacial Maximum in Tropical South America, 4 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 89-112
- McClain, M. E. & Naiman, R.J. 2008. Andean Influences on the Biogeochemistry and Ecology of the Amazon River. Bioscience. Vol. 58 No 4. 325-338.
- McMichael, C.H., Palace, M.W., Bush, M. B., Braswell, B., Hagen, S., Neves, E.G., Silman, M.R., Tamanaha E.K. & Czarnecki, C. 2014. Predicting pre-Columbian anthropogenic soils in Amazonía. Royal Society Publishing. doi.org/10.1098/rspb.2013.2475
- Melo, P., Herrera, X., Galeas, R., Bustos, A., Buytaer, W., Chimborazo, O., Erazo, B. & Guitarra, S. 2013. Modelo Bioclimático del ecuador continental para la representación cartográfica de los Ecosistemas del Ecuador Continental. Subsecretaría de Patrimonio Natural Proyecto Mapa de Vegetación. Quito. 44 pp.

- Mena, J.L., Solari, S., Pablo Carrera, J., Aguirre, L.F. & y Gómez, H. 2011. Diversidad de Pequeños Mamíferos en los Andes Tropicales: Visión General 19 en Herzog, S.K., Martínez, R., Jørgensen, P.M., Tiessen, H. (Editores). 2011. Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. SCOPE-IAI-McArthur. 307-324.
- Mendonça, M. 2017. Monzón Sudamericano: La integración de la circulación amazónica y altiplánica y las variabilidades climáticas del Altiplano andino chileno, FONDECYT. *Diálogo Andino* 54, 21-30.
- Meserve, P.L. 2007. Zoogeography. 8 en *The physical geography of South America* Veblen, T.T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 112-134.
- Meyer, I. & Wagner, S. 2009. The Little Ice Age in Southern South America: Proxy and Model Based Evidence. 16 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 394-412.
- Milankovitch, M. 1998. Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. 8617066199 (86-17-06619-9)636.
- Ministerio del Ambiente del Ecuador. 2013. Sistema de Clasificación de los Ecosistemas del Ecuador Continental. Subsecretaría de Patrimonio Natural. Quito.
- Ministerio del Ambiente del Ecuador y FAO. 2015. Estadísticas de Patrimonio Natural. Datos de bosques, ecosistemas, especies, carbono y deforestación del Ecuador Continental.
- Mitchell T.P. & Wallace J.M. 1992. The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature. *American Meteorological Society. Journal of Climate* Volume 5, 1140-1156.
- Mohtadi, M., Prange, M. & Steinke, S. 2016. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. *Macmillan Publishers. Nature* 191. Vol. 533, 9pp.
- Molina, A., Vanacker, V., Brisson, E. , Mora, D. & Balthazar, V. 2015. Long-term effects of climate and land cover change on freshwater provision in the tropical Andes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions.*, 12, 5219–5250,
- Moquet, J-S., Guyot, J-L., Morera, S., Crave, A., Rau, P., Vauchel, P., Lagane, C., Sondag, F., Lavado, C.W., Pombosa, R. & Martinez, J.M. 2018. Temporal variability and annual budget of inorganic dissolved matter in Andean Pacific Rivers located along a climate gradient from northern Ecuador to southern Peru. *Comptes Rendus*

- Geoscience 350. Elsevier. 76-87.
- Mora, A., Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W. & N., Espurt, 2010. Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin. Chichester, 4 en Hoorn, C. y Wesselingh, F.P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 38-60.
- Morán Sáez, J. 2013. Informes Sísmicos y Volcánicos de la Universidad Nacional del Chimborazo. UNACH-ICITS. 38 pp.
- Morán Sáez, J. 2014a. Caracterización Climática de la Provincia de Tungurahua: Diagramas Ombrotérmicos. ICITS-UNACH. Volumen 1, 80 pp.
- Morán Sáez, J. 2014b. Caracterización Climática de la Provincia de Tungurahua: Cartografía Temática. ICITS-UNACH. Volumen 2. 110 pp.
- Morcote-Ríos, G., Morcote-Rios, G., Raz, L., Giraldo-Cañas, D., Franky, C.E., León Sicard, T. 2013. Terras Pretas de Índio of the Caquetá-Japurá River (Colombian Amazonía), Tipití: Journal of the Society for the Anthropology of Lowland South America. Vol. 1. 4, 30-39
- Morrone, J.J. 1999. Presentación Preliminar de un nuevo esquema biogeográfico de América del Sur. Biogeographica. París. 1165-6638751-16
- Mothes, P.A. (Coord.), Hall, M.L., von Hillebrandt, C., Espinosa, J., Lachowicz, H. & Beate, B. El paisaje volcánico de la sierra ecuatoriana. Quito. Corporación Editora Nacional. Estudios de Geografía. 492 pp.
- Mothes, P.A., Hall, M.L. & Janda, R.J. 1997. The enormous Chillos Valley Lahar: an ash flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. D. A. Swanson. 2 pp.
- Moy, C. M., Moreno, P.I., Dunbar, R.B., Kaplan, M.R., Francois, J-P., Villalba, R. & Haberzettl, T. 2009. Climate Change in Southern South America During the Last Two Millennia. 15 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 353-393.
- Muñoz Jiménez, J., 1993. Geomorfología General. Madrid. Síntesis. 351 pp.
- Muñoz Jiménez, J. 2003. El orden natural del paisaje. Boletín del Colegio de Geógrafos del Perú N°1. 84-7477-920-01-14
- Negri, F.R., Bocquentin-Villanueva, J., Ferigolo, J. & Antoine, P.O. 2010. A review of

- Tertiary mammal faunas and birds from western Amazonía 15 en Hoorn, C. y Wesselingh, F.P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 246-259.
- NOAA, 2018. <https://tidesandcurrents.noaa.gov/>
- Noelli, F.S. 2008. The Tupi Expansion. 33 en Handbook of South American Archaeology, edited by Helaine Silverman and William H. Isbell. Springer, New York. 659-669.
- Obermuller F.A., Freitas, L., Daly, D.C. & Silveira, M. 2014. Patterns of diversity and gaps in vascular (hemi-)epiphyte flora of Southwestern Amazonía. Phytotaxa. Magnolia Press <http://dx.doi.org/10.11646/phytotaxa.166.4.2>. 259-272 pp.
- Oliver, J.E., Bridgman, H. & Hay, J. 2005. Encyclopedia of World Climatology, Fairbridge, R.W., Rampino & M., Oliver, J.E. Springer Encyclopedia of Earth Sciences Series, 13. 873 pp.
- Oliver, J.R. 2008. The Archeology of Agriculture in Ancient Amazonía. 12 en Handbook of South American Archaeology, edited by Helaine Silverman and William H. Isbell. Springer, New York. 185-215.
- Oltmanns, M., Karstensen, J. & Fischer, J. 2018 Increased risk of a shutdown of ocean convection posed by warm North Atlantic summers. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0105-1> Nature Climate Change. 8, 300-304.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor P. & Schemmann, K. 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System - Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. The Andes. Elsevier. 1, 3-27
- Ordóñez, J., Hall, M.L. & Samaniego, P. 2011 Erupciones volcánicas del Pleistoceno tardío alrededor de Ambato: caracterización y distribución de sus depósitos. Escuela Politécnica Nacional de Quito. Memorias de las 7as jornadas en Ciencias de la Tierra. 17-94.
- Ordóñez, J. et al. 2013: Jorge Ordóñez , Pablo Samaniego, Patricia Mothes, Steve Schilling, Las potenciales zonas de Inundacion por lahares del Cotopaxi. Quito. IGEPN- IRD-USGS 20 pp.
- Ormaetxea Arenaza, O. 1997. Concepto y método en paisaje. Una propuesta docente. Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología Facultad de Filología, Geografía e Historia Vitoria. Lurralde 20, 333-344.

- Orme, A.R. 2007. The Tectonic Framework of South America en *The physical geography of South America* Veblen, T.T., Young K.R., & Orme, A.R. Oxford University Press. 3-22.
- Orme, A.R. 2007. Tectonism, Climate, and Landscape Change en *The physical geography of South America* Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 23-44.
- Oyama, M.D. & Nobre, C.A. 2003. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2003GL01860030-232199-5
- Padrón, R.S., Wilcox, B.P., Crespo, P. & Céleri, R. 2015. Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*. American Meteorological Society, Vol.16. 985-996.
- Paniagua Blanc, F. 2018 *La Frontera de la Ira: la emocionalidad como marcador identitario entre los waorani de la Amazonía ecuatoriana*. Tesis Doctoral, UCM. 350pp.
- Pappalardo, S.E., De Marchi, M. & Ferrarese, F. 2013. Uncontacted Waorani in the Yasuní Biosphere Reserve: Geographical Validation of the Zona Intangible Tagaeri Taromenane (ZITT) *PLOS ONE* Vol.8 Issue 6. 15pp.
- Pennington, R.T., Prado, D.E. & Pendry, C.A. 2000. Neotropical seasonally dry forests and Quaternary vegetation changes. *Journal of Biogeography*. Blackwell Science Ltd. 27, 261-273
- Pennington R.T. & Dick C.W. 2010. Diversification of the Amazonian flora and its relation to key geological and environmental events: a molecular perspective. Chichester. 23en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. *Amazonia: landscape and species evolution*, Blackwell Publishing Ltd. 373-386.
- Philander, S.G. 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. NOAA. Princetown University, New Jersey. Harcourt Brace Jovanovich, Publishers. Academic Press. 292 pp.
- Pinto U.E. 2017. *El Niño, La Niña, ENSO, El Niño Modoki, El Niño Canónico, El Niño Extraordinario, El Niño Godzilla, El Niño Costero, El Niño Oriental ¿En qué consisten realmente y cómo afectan al Ecuador?.* Instituto Oceanográfico de la Armada INOCAR CPCB-EMT. 7 pp.

- Piperno, D.R., Bush, M.B. & Colinvaux, P.A. 1991. Paleoecological perspectives on human adaptation in central Panama. II the Holocene. *Geoarchaeology*, 6: 227-250.
- Piperno, D.R., McMichael, C. & Bush, M.B. 2015 Amazonía and the Anthropocene: What was the spatial extent and intensity of human landscape modification in the Amazon Basin at the end of prehistory? *Holocene* 25,10. 1588-1597.
- Piperno, D.R., McMichael, C. & Bush, M.B. 2017 Further evidence for localized, short-term anthropogenic forest alterations across pre-Columbian Amazonía, *PNAS* <http://www.pnas.org/content/114/21/E4118>
- Pourrut, P. 1994. Climat de l'équateur. L'Eau en Equateur, Principaux Acquis en Hydroclimatologie. OSTROM. 147 pp.
- Pourrut, P. 1983. Los Climas de Ecuador: Fundamentos explicativos, ORSTROM-PRONAREG. 45 pp.
- Power, M. y Sidaway, J.D. 2004. The degeneration of Tropical Geography, *Annals of the Association of American Geographers* 94-3. Oxford Blackwell. 585-601.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B. & Grancher, D. 2005 Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S, *Elsevier Comptes Rendus. Geoscience*. 337, 1311-1322.
- Ramage, C.S., 1971. Monsoon Meteorology. Academic Press. 269 pp.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. 31° Congreso Internacional de Geología. Rio de Janeiro, Brazil. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A. & Campos, A.D. Tectonic Evolution of South America. 635-685.
- Räsänen, M.E., Salo J.S., Jungner H. & RomeroPittman, L. 1990. Evolution of the Western Amazon Lowland Relief: impact of Andean foreland dynamics. *TerraNova* 2, 320-332.
- Räsänen, M.E., Neller, R., Salo, J. & Jungner, H. 1992. Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Geological Magazine* 129, 293-306.
- Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R. & Negri, F.R. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science* 269. 386-390.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E. & Ruth, U. 2006.

- A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. American Geophysical Union. Journal of Geophysical Research. D06102, 16pp.
- Raven P.H. & Axelrod, D.I. 1974. Angiosperm Biogeography and Past Continental Movements. Annals of the Missouri Botanical, Volume 6, Number 3. 539-673.
- Ribeiro Wanderley-Filho, J., Fernandes Eiras, J., da Cruz Cunha, P.R. & van der Ven, P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. Chichester 3 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 29-37.
- Riff, D., Romano, P.S.R., Ribeiro Oliveira, G. & Aguilera, O.A. 2010. Neogene crocodile and turtle fauna in northern South America. Chichester. 16 en Hoorn, C. y Wesselingh, F.P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 259-280.
- Rivas Martínez, S. 2005. Avances en Geobotánica. Real Academia Nacional Farmacia 128pp.
- Rivas Martínez, S. 2010. Sinopsis de los Climas de la Tierra y Mapas bioclimáticos de Suramérica. Real Academia de Farmacia. 99 pp.
- Rival, L.M. 2002. Trekking Through History: The Huaorani of Amazonian Ecuador. Columbia University Press. 256pp.
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S. & Espurt, N. 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, Chichester. 5 en Hoorn, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution. Blackwell Publishing Ltd. 61-88.
- Rostain, S. 2010. Cronología del valle del Upano (Alta Amazonía ecuatoriana). Pueblos y culturas en el Ecuador prehispánico. Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines 39 (3): 67-681.
- Sachs, J.P., Sachse, D., Smittenberg, R.H., Zhang, Z., Battisti D.S. & Golubic, S. 2009 Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. Macmillan Publishers Limited. Nature Geoscience Advance Online Publication: 10.1038/NGEO5547
- Salazar, L.F., Nobre, C.A. & Oyama, M.D. 2007. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. American Geophysical Union, Geophysical Research Letters 34, L09708, 6pp.

- Salo, J., Kalliola, R., Hakkinen, I., Makinen, Y., Niemela, P., Puhakka M. & Coley, P.D. 1986. River dynamics and the diversity of Amazon lowland forest. *Nature* 322. 254-258.
- Samaniego, P., Eissen, J.P., Monzier, M., Robin, C. & Alvarado, A. 2004. Los peligros volcánicos asociados con el Cayambe. Institut de recherche pour le développement. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador. Corporación Editora Nacional Los Peligros Volcánicos de Ecuador. 199 pp.
- Santa Cecilia Mateos. F.J. 2013. Conservación de la naturaleza y desarrollo territorial en el Altiplano de Sajama (Bolivia). Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid. 574 pp.
- Santa Cecilia Mateos. F.J., Mata Olmo, R. 2012. Caracterización fisiográfica de la Puna de Sajama, Cordillera Occidental de Los Andes (Bolivia) Espacio, tiempo y forma. Serie VI, Geografía, Tomo 4-5, 2011-2012. 159-176.
- Santamaría, S., Telenchana, E., Bernard, B., Hidalgo, S., Beate, B., Córdova, M. & Narváez, D., 2017. Registro de erupciones ocurridas en los Andes del Norte durante el Holoceno: Nuevos resultados obtenidos en la turbera de Potrerillos, Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro. Instituto Geofísico. Revista Politécnica. Vol. 39, 2. 9pp.
- Santarelli, S. & Campos, M. 2002. Corrientes epistemológicas, metodología y prácticas en Geografía. Propuestas de estudio en el espacio local. Barcelona. Editorial de la Universidad Nacional del sur, Bahía Blanca. 319pp.
- Santos, M. 1996. Metamorfosis del espacio habitado. Barcelona-Oikos. 170pp.
- Santos, M. 1997. La Naturaleza del Espacio, 2000 Ariel. 345 pp.
- Schaefer, F.K. 1971. Excepcionalismo en Geografía. Universidad de Barcelona. 88 pp.
- Schaefer, J.M., Putnam, A.E., Denton, G.H. Kaplan, M.R., Birkel, S., Doughty, A.M., Kelley, S., Barrell, D.J.A., Finkel, R.C., Winckler, G., Anderson, R.F., Ninneman, U.S., Barker, S., Schwartz, R., Andersen, B.J. & Schluechter, C. 2015. The Southern Glacial Maximum 65,000 years ago and its Unfinished Termination. *ScienceDirect Elsevier Quaternary Science Reviews* 114, 52-60.
- Schneider, T., Bischoff, T. & Haug, G.H. 2014 Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Macmillan Publishers Limited. Nature* 513, 45-53.

- Schubert, C. & Clapperton, C.M. 1990. Quaternary Glaciations in the northern Andes (Venezuela, Colombia & Ecuador). Quaternary Science Reviews. Elsevier. Volume 9, Issues 2–3, 123-135.
- Schwartz, N.B., Uriarte, M. Gutiérrez-Vélez, V.H., Baethgen, W., DeFries, R, Fernandes, K. & Pinedo-Vasquez, P.A. 2015. Climate, landowner residency, and land cover predict local scale fire activity in the Western Amazon. Global Environmental Change 31, Elsevier. 144–153.
- Schwartz, N.B., Uriarte, M., DeFries, R, Bedka, K.M., Fernandes, K. Gutiérrez-Vélez, V.H., & Pinedo-Vasquez, M. 2017. Fragmentation increases wind disturbance impacts on forest structure and carbon stocks in a western Amazonian landscape. Ecological Society of America. Ecological Applications. 0(0) 1-15.
- Scotese, C.R. 2016. Atlas of Earth History, 2001-2016. Department of Geology. University of Texas at Arlington. Paleomap Project. Versión compilada por el autor Cámbrico-Neógeno 169pp.
- Seguinot, J. Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk, M., & Preusser, F. 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. The Cryosphere, 12, 3265–3285.
- Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Baker, P.A., Fritz, Sherilyn C., Tapia, P. M., Rowe, H.D. & Dunbar, R.B. 2002. Early Warming of Tropical South America at the Last Glacial-Interglacial Transition. Papers in the Earth and Atmospheric Sciences. 11. www.sciencemag.org Science VOL 296
- Seltzer G.O. 2007. Late Quaternary Glaciation of the Tropical Andes. en The physical geography of South America Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 60-75.
- Sepulchre, P., Sloan, L.C. & Fluteau, F. 2010. Modelling the response of Amazonian climate to the uplift of the Andean mountain range. Chichester. 13 en Hoorn, C. y Wesselingh F.P. (Editores) 2010. Amazonia: landscape and species evolution. Blackwell Publishing Ltd. 211-222.
- Serrano Giné, D. 2012. Consideraciones en torno al concepto de unidad de paisaje y sistematización de propuestas. Estudios Geográficos. Vol. LXXIII, 272pp. 215-237
- Serrano Cañadas, E. 2014. Paisajes Naturales Curso abierto de especialización en paisaje Valladolid, 2014

- Sheppard, E. 2004. *Practicing Geography*, 2004. Oxford. Blackwell. *Annals of the Association of American Geographers* 94. 744-747.
- Silva Dias, P.L., Turcq, B., Assunção M., Silva Dias, F., Braconnot, P. & Jorgetti, T. 2009. Mid-Holocene Climate of Tropical South America: A Model-Data Approach. 11 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 259-281.
- Silva, V.B.S. y Kousky, V.E. 2012. The South American Monsoon System: Climatology and Variability, *Modern Climatology* 5, 123-152.
- Silverman, H. & Isbell, W.H. 2008. *Handbook of South American Archaeology*, Springer, New York, 1191pp.
- Sipman, H.J.M. 2011. Diversidad de Hongos Liqueñizados en los Andes Tropicales, 15 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 255-259.
- Song, Xiao-Peng, Hansen, Matthew C., Stehman, Stephen V., Potapov, Peter V., Tyukavina, Alexandra, Vermote, Eric F. & Townshend, John R. 2018. Global land change from 1982 to 2016, *Nature*. doi.org/10.1038/s41586-018-0411-9 Springer. 1476-4687
- Song, Y.Y., Zeng, R.S., Xu, J.F., Li, J., Shen, X., Yihdego, W.G. 2010. Interplant Communication of Tomato Plants through Underground Common Mycorrhizal Networks. *PLOSONE* Volume 5. Issue 10 . e13324. 11pp.
- Sotelo Navalpotro, J.A. 2002. Por una visión «postkhuniana» de la Geografía. *Anales de Geografía Complutense* Vol.22. 11-47.
- Steege, H., Vaessen, R.W., Cárdenas-López, D., Sabatier, D., Antonelli, A., Mota de Oliveira, S., Pitman, N.C.A., Møller Jørgensen, P. & Salomão, R.P. 2016. The discovery of the Amazonian tree flora with an updated checklist of all known tree taxa, *Nature* en www.nature.com/scientificreports15
- Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 31, No 2. 161-206.
- Strahler A.N. y Strahler, A.H 1989 *Geografía Física*. Barcelona. Ediciones Omega. 621 pp.
- Stríkis, M.N., Chiessi, C.M., Cruz1, F.W., Vuille, M., Cheng, H., de Souza Barreto, E.A., Mollenhauer, G., Kasten, S., Karmann, I., Edwards, R.L., Bernal, J.P. & dos Reis Sales, H. Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1.

- Geophysical Research Letters 42, 9 pp.
- Stübel, A. 2004. Las montañas volcánicas de Ecuador retratadas y descritas geológica-topográficamente. Landázuri, C., Camacho, Grijalva de Dávila, A., Carcelén, X. (Eds.) Banco Central del Ecuador. 507 pp.
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S. y Bonani, G. 1995. Cooling of Tropical Brazil (5° degrees C) during the Last Glacial Maximum. Science, New Series Artículo JSTOR Vol.269. No.5222. 379-383.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile. Vol 31, No 2. 161-206
- Suárez, C.F., Naranjo, L.G., Espinosa, J.E. & Sabogal, J. 2011. Cambios en el Uso del Suelo y sus Sinergias con el Cambio Climático. 9 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 165-176.
- Sylvestre, F. 2009. Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America. 1 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 3-28.
- Tarolli, P., Vanacker, V., Middelkoop, H. & Brown, A.G. 2014. Landscapes in the Anthropocene: State of the art and future directions. Anthropocene. Elsevier. 6 1-2.
- Texaco Tóxico 2018 <http://texacotoxico.net>
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., & Henderson, K.A. 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. Journal of Quaternary Sciences., Vol. 15, 377–394.
- Thornalley, D.J.R., Oppo, D.W., Ortega, P., Robson, J.I., Brierley, C.M., Davis, R. Hall, I.R., Moffa-Sanchez, P., Rose, N.L., Spooner, P.T., Yashayaev, I. & Keigwin, L.D. 2018. Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. Springer. Nature 556. 227-230 <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0007-4>
- Tiessen, H., Argollo, J., Ramírez E. & Martínez, R. 2011. Notas sobre Paleoclima, 5 en Herzog, S.K. et al. (Editores). Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. Scientific Committee on Problems of the Environment y Inter-American Institute for Global Change Research SCOPE-IAI-McArthur. 113-116.
- Toro, V.G.E. & Hermelin, M. 1995. Estudio Comparativo de los Paleoclimas en Colombia,

- Ecuador y Venezuela: Estudio bibliográfico. Proyecto PICG. La Paz-Bolivia. OSTROM Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération Cambios Climáticos Cuaternarios en América del Sur. 31-57.
- Tricart, J. 1981. Précis de Géomorphologie. 1981. París. SEDES Géomorphologie climatique III, 313 pp.
- Úbeda Palenque, J. & Palacios Estremera, D. 2008. El Clima de la Vertiente del Pacífico de los Andes Centrales y sus implicaciones Geomorfológicas. Espacio y Desarrollo. No 20. 31-56.
- Úbeda Palenque, J. 2010. El Impacto del Cambio Climático en los Glaciares del Complejo Volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales. Facultad de Geografía e Historia. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. 595 pp.
- Úbeda, J., Bonshoms, M., Iparraguirre, J., Sáez, L., de la Fuente, R., Janssen, L., Concha, R., Vásquez, P. & Masías, P. 2018. Prospecting glacial ages and paleoclimatic reconstructions northeastward of Nevado Coropuna (16° S, 73° W, 6377 m), Arid Tropical Andes. Geosciences, 8, 307: 1-36.
- Unwin, T. 1992. El Lugar de la Geografía. Cátedra. 342 pp.
- Urbano Terrón, P. 1992. Tratado de Fitotecnia General. Mundi-Prensa. 865 pp.
- Uriarte Cantolla, A. 2003. El clima del Atlántico durante la Última Glaciación. Boletín Agencia Española de Meteorología. 11. 14-19.
- Uriarte Cantolla, A. 2003. Historia del Clima de la Tierra. Vitoria-Gasteiz. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306 pp.
- Uriarte, M. 2010. Synthesis: Land Transitions in the Tropics. Journal compilation by The Association for Tropical Biology and Conservation. Biotropica 42(1). 59-62.
- Uriarte, M., Lasky, J.R., Boukili, V.K. & Chazdon, R.L. 2016. A trait-mediated, neighbourhood approach to quantify climate impacts on successional dynamics of tropical rainforests. Functional Ecology, 30. British Ecological Society. 157- 167.
- Uriarte, M., Schwartz, N., Powers, J.S. Marín-Spiotta, E., Liao, W & Werden, L.K. 2016. Impacts of climate variability on tree demography in second growth tropical forests: the importance of regional context for predicting successional trajectories. Biotropica. Review 48 (6). 780-797.

- Uriarte, M. & Chazdon, R.L. 2016. Incorporating natural regeneration in forest landscape restoration in tropical regions: synthesis and key research gaps. *Biotropica* 48(6) 915-924.
- Uriarte, M., Muscarella, R. & Zimmerman, J.K. 2017. Environmental heterogeneity and biotic interactions mediate climate impacts on tropical forest regeneration. *Global Change Biology journal* John Wiley & Sons Ltd. 1–13.
- Urrego, D.H., Bush, M.B., Silman, M.R., Correa-Metrio, A., Ledru, M.P., Mayle, F.E., Paduano, G. y Valencia, B.G. 2009. Millennial-Scale Ecological Changes in Tropical South America Since the Last Glacial Maximum. 12 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. *Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions*. Springer. 283-300.
- Valdivia, W., 2006. Chacaltana, C., Grandez E. & Baby, P. Nuevos aportes en el cartografiado geológico y la deformación de la cordillera de Campanquiz: Cuenca Santiago. *Sociedad Geológica del Perú. XIII Congreso Peruano de Geología*. 332-335.
- Valero Garcés, B., Gonzalez Samperiz, P., Moreno, A. 2014. Paisajes y climas del último ciclo glacial en el NE de la Península Ibérica: una visión desde la evolución de los glaciares, lagos y espeleotemas. *Geoecología, cambio ambiental y paisaje. Homenaje al profesor José María García Ruiz* 19-45
- Vallejo, I., Valdivieso, N., Cielo, C. & García, F., 2016. Ciudades del Milenio: ¿Inclusión o exclusión en una Nueva Amazonía?. En *Nada dura para siempre: neo-extractivismo tras el boom de las materias primas*, editado por Hans-Jürgen Burchardt et al. Quito: Abya Yala. 281-316.
- van der Hammen T. 1992. *Historia, ecología y vegetación*. Colombia. Fondo FEN. 411.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. & Alonso, R.N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology* 23 (2). 145–148.
- Vara Muñoz, J.L. 2010. Un análisis necesario: Epistemología de la Geografía de la percepción. *Papeles de Geografía*. 51-52. 337-344.
- Varela, S., Terribile, L.C, de Oliveira G., Diniz-Filho J.A.F., González-Hernández, J. Lima-Ribeiro, M.S. 2015. ecoClimate vs. Worldclim: variables climáticas SIG para trabajar en biogeografía. *Ecosistemas, Revista Científica de Ecología y Medio*

- Ambiente: Asociación Española de Ecología Terrestre 24(3):88-92
- Veblen, T.T., Young, K.R. & Orme, A.R. (Editores). 2007. The Physical Geography of South America. Oxford University Press. 382 pp.
- Veblen, T.T., Young, K.R. & Orme, A.R. (Editores). 2007. Future Environments of South America. 21 en The physical geography of South America Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 340-352.
- Velasco Albán, J. 2016. Caracterización de Suelos antrópicos en muestras del basural La Lomita, complejo monticular Huapula, cuenca superior del río Upano, Morona Santiago, Ecuador. Tesis doctoral.
- Villacís, M. 2008. Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur enrelation avec les variations du climat : Le cas du volcan Antisana. Université Montpellier. Montpellier. Tesis Doctoral. 250 pp.
- Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 411 pp.
- Vimeux, F. 2009. Similarities and Discrepancies Between Andean Ice Cores Over the Last Deglaciation: Climate Implications. 10 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and surroundings. Regions. Springer. 239-255.
- Viñas Rubio, J.M. 2012. El Clima de la Tierra a lo largo de la Historia. IX Seminario Historia y Clima: Clima, Naturaleza, riesgo y desastre. Universidad de Alicante www.divulgameteo.es 225-239.
- Voarintsoa, N.R.G., Brook, G.A., Liang, F., Marais, E., Hardt, B., Cheng, H., Edwards, R.L., y Railsback, L.B. 2016. Stalagmite multi-proxy evidence of wet and dry intervals in northeastern Namibia: Linkage to latitudinal shifts of the Inter-Tropical Convergence Zone and changing solar activity from AD 1400 to 1950, 2016, The Holocene Research paper. [sagepub95968361666017013](https://doi.org/10.1016/j.holres.2016.06.001)
- Vonhof, H.B. & Kaandorp, R.J.G. 2010. Climate variation in Amazonía during the Neogene and the Quaternary. Chichester. 12en Hoorn, C. y Wesselingh, F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution. Blackwell Publishing Ltd. 201-210.
- von Humboldt, A. 1851. Personal Narrative of Travels to the Equinoctial Regions of America, During the Year 1799-1804 (4 Volumes), 1804-1907

- Vuille, M., Bradley R.S., & Keimig, F. 1999. Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate American Meteorological Society* 13, 2520-2535.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G. & Bradley, R.S. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. Elsevier. *Earth-Science Reviews* 89, 79-86.
- Vuille, M., Burns, S. J., Taylor, B. L., Cruz, F. W., Bird, B. W., Abbott, M. B., Kanner, L. C., Cheng, H. & Novello, V. F. 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Climate of the Past*, 8. 1309-1321.
- Vuille, M. 2013. Climate Change and Water Resources in the Tropical Andes, Inter-American Development Bank, 35
- Walsh, R.P.D. & Lawler, D.M. 1981. Rainfall Seasonality: Description, Spatial. Patterns and Change Through Time. *Weather*, 36. 201-208.
- Walker, J.H. 2008. The llanos de Mojos. 46 en *Handbook of South American Archaeology*, edited by Helaine Silverman and William H. Isbell. Springer, New York. 927-939.
- Watling, J., Iriarte, J., Mayle, F.E., Schaan, D., Pessenda, L.C.R., Loader, N.J., Street-Perrott, F.A., Dickau, R.E., Damasceno, A. & Ranzi, A. 2016. Impact of pre-Columbian “geoglyph” builders on Amazonian forests. *PNAS Cross Mark* 6 14, (8). 1868-1873.
- Wegener, A. 2009. El origen de los continentes y océanos. *Planeta Revisión*. 342pp.
- Weng, C. Bush, M.B. & Athens, J.S. 2002 Holocene climate change and hydrarch succession in lowland Amazonian Ecuador *Review of Palaeobotany and Palynology*. Volume 120. Issues 1–2. 73-90.
- Weng, H., Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A. & Yamagata, T. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics*. Springer DOI 10.1007/s00382-007-0234-018
- Wesselingh, F.P. & Hoorn, C. 2009. Geological Development of Amazon and Orinoco Basins. University of California. 3 en Albert, J.S., & Reis, R.E., University of California Press *Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes*. 59-67.
- Wesselingh, F.P., Hoorn, C., Kroonenberg, S.B., Antonelli, A., Lundberg, J.G., Vonhof, H.B. & Hooghiemstra, H. 2010. On the origin of Amazonian landscapes and biodiversity: a

- synthesis. Chichester, 26 en Hoon, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution, Blackwell Publishing Ltd. 421-432.
- Wilkinson, M.J., Marshall, L.G., Lundberg, J.G. & Mikhail H. Kreslavsky, 2010. Megafan environments in northern South America and their impact on Amazon Neogene aquatic ecosystems. Chichester. 10 en Hoon, C. y Wesselingh F. P. (Editores) 2010. Amazonía: landscape and species evolution. Blackwell Publishing Ltd. 162-186.
- Wohlleben, P., 2016. La vida secreta de los árboles: descubre su mundo oculto: qué sienten, qué comunican. Obelisco. 240 pp.
- Wolf, T. 1892. Geografía y geología del Ecuador. Supremo Gobierno de la República Edición digital basada en la de Leipzig.
- Yackulic, C.B., Fagan, M., Jain, M., Jina, A., Lim, Y., Marlier, M., Muscarella, R., Adame, P., DeFries, Ruth & Uriarte, M. 2011. Biophysical and Socioeconomic Factors Associated with Forest Transitions at Multiple Spatial and Temporal Scales. *Ecology and Society* .16(3): 15.
- Yáñez, P. 2009. La zona transicional páramo-bosque nublado: un elemento paisajístico móvil en el espacio tiempo. Universidad Politécnica Salesiana. Ecuador. 9(1)16-21.
- Yokohama, Y., Lambeck, K., de Deckker, P., Johnston P. & Fifield, L.K. 2002. Timing of the Last Glacial Maximum. *Nature*. Macmillan Magazines Ltd. 713-716.
- Young, K.R., Ulloa Ulloa, C., Luteyn, J.L. & Knapp, S. 2002. Plant evolution and endemism in Andean South America: An introduction. *Botanical Review*. Volume 68, 1. 4—21.
- Young, K.R., Berry, P.E., & Veblen, T.T. 2007 Flora and Vegetation. 6 en *The physical geography of South America* Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 91-98.
- Young, K.R. León, B., Jørgensen, P.M. & Ulloa Ulloa, C. 2007 Tropical and Subtropical Landscapes of the Andes, 2 en *The physical geography of South America* Veblen, T. T., Young K. R., & Orme, A. R. Oxford University Press. 200-216.
- Young, B.E., Franke, I., Hernández, P. A., Herzog, S. K., Paniagua, L., Tovar, C. & Valqui, T. 2009. Using spatial models to predict areas of endemism and gaps in the protection of Andean slope birds. *Auk* 126, 554-565.
- Young, K.R. 2011. Introducción a la Geografía Andina, 8 en Herzog, S.K. et al. (Editores). *Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes*. Scientific Committee on

- Problems of the Environment and Inter-American Institute for Global Change Research SCOPE-IAI-McArthur. 151-164.
- Young, B.E., Young, K.R. & Josse, C. 2011. Vulnerabilidad de los Ecosistemas de los Andes Tropicales al Cambio Climático. 11 en Herzog, S.K. et al. (Editores). Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes. Scientific Committee on Problems of the Environment y Inter-American Institute for Global Change Research SCOPE-IAI-McArthur. 195-208.
- Zaninelli, P.G., Menéndez, C.G., Falco, M., López-Franca, N., Carril, A.F. 2018. Future hydroclimatological changes in South America based on an ensemble of regional climate models. Springer Nature-Climate Dynamics 13pp.
- Zech, R., J., Smith y Kaplan, M.R., 2009. Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~10–55°S) Based on Surface Exposure Dating. 3 en Vimeux, F., Sylvestre F., & Khodri, M, (Editores). 2009. Past Climate Variability in South America and Surroundings Regions. Springer. 61-87.
- Zhang, Y., Zhang, X., Chiessi, C.M., Mulitza¹, S., Zhang, X., Lohmann, G., Prange, M., Behling, H., Zabel, M., Govin, A., Sawakuchi, A.O., Cruz, F.W. & Wefer, G. 2015. Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich 1, Scientific Reports. DOI:10.1038/srep358667 www.nature.com/scientificreports
- Zhang, R. y Delworth, T. L. 2005. Simulated Tropical Response to a Substantial Weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation. Journal of Climate 18. 1853-1860.
- Zhou, J. & Lau, K.-M. 1997. Does a Monsoon Climate Exist over South America?. American Meteorological Society. Journal of Climate Volume 11, 1020-1040.

Glosario de Siglas

AMOC: Circulación Atlántica Meridional de Retorno (Corriente Termohalina).

AP: Antes del Presente.

CTH: Corriente Termohalina.

ENOS: El Niño-Oscilación del Sur.

ENOS+: Evento de El Niño.

ENOS-: Evento de La Niña.

ETP: Evapotranspiración Potencial.

Ga: Miles de Millones de años (Gigaaños)

INAMHI: Instituto Nacional de Meteorología en Hidrología

IEV: Índice de Explosividad Volcánica.

Ka: Miles de años(Kiloaños)

Ma: Millones de años (Megaaños)

MAE: Ministerio del Ambiente de Ecuador

MAGAP: Ministerio de Agricultura, Ganadería, ,Acuicultura y Pesca

msnm: Metros sobre el nivel del mar.

O-D: Evento Dansgaard-Oeschger

OCM: Óptimo Cálido Medieval

OMJ: Oscilación Madden-Julian .

ODP: Oscilación Decadal del Pacífico

PEH: Pequeña Edad de Hielo.

PP: Precipitación.

SIG: Sistema de Información Geográfica.

SMAS: Sistema Monzónico de América del Sur.

TSM: Temperatura Superficial del Mar.

UMG: Último Máximo Glacial.

ZCA: Zona de Convección Amazónica

ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical.

ZCSA/ZCAS: Zona de Convergencia/Convección Suramericana

Índice de Figuras

Fig. 1: Área de Estudio.....	27
Fig. 2: Grandes regiones Estructurales.....	30
Fig. 3: Unidades morfoestructurales.....	31
Fig. 4: Unidades Fisiográficas del Área de Estudio.....	33
Fig. 5: Perfil de la Cordillera de los Andes.....	34
Fig. 6: Grandes elementos del relieve en el área de estudio.....	35
Fig. 7: DEM (100m) del detalle del Ápice del Megacono.....	35
Fig. 8: Detalle en Google Earth Pro del Ápice del Megacono.....	36
Fig. 9: Cuencas del Área de Estudio.....	38
Fig. 10: Perfil de la Cuenca alta del Pastaza desde el Chimborazo.....	39
Fig. 11: El Pastaza desemboca en Mera- Shell.....	40
Fig. 12: Barcazas y canoas turísticas y privadas en el río Napo.....	40
Fig. 13: Amazonía desde Balcón del Oriente.....	40
Fig. 14: Vista del volcán Tungurahua en 2013.....	44
Fig. 15: Mapa conceptual metodológico.....	59
Fig. 16: Estructura general del Estudio.....	61
Fig. 17: Mecanismos morfoclimáticos (Tricart, J. 1981.....	63
Fig. 18: Caracterización Estructural de Suramérica.....	66
Fig. 19: Dorsal de Carnegie.....	71
Fig. 20: Dorsal de Carnegie subduciendo.....	71

Fig. 21: Leyenda evolutiva.....	73
Fig. 22: El Eoceno Temprano.....	74
Fig. 23: Eoceno Final.....	74
Fig. 24: El Oligoceno.....	75
Fig. 25: El Mioceno Temprano.....	75
Fig. 26: El Mioceno Medio.....	76
Fig. 27: El Mioceno Tardío	76
Fig. 28: El Plioceno.....	77
Fig. 29: En el Cuaternario.....	77
Fig. 30: Mapa Geológico del Ecuador.....	78
Fig. 31: Volcanes Reventador y Cayambe.....	80
Fig. 32: Volcanes Sumaco y Antisana.....	80
Fig. 33: Cono de deyección lahárico.....	88
Fig. 34: Volcanes y Glaciarismo en los Andes Ecuatoriales.....	91
Fig. 35: Columna estratigráfica sintética.....	101
Fig. 36: Ambiente deposicional Mioceno.....	109
Fig. 37: El Megacono aluvial del Pastaza en cabecera.....	113
Fig. 38: Terrazas y barrancos del Pastaza.....	115
Fig. 39: Ciclo de Irion.....	116
Fig. 40: Laguna Taracoa.....	117
Fig. 41: Paisaje Mioceno acumulativo.....	119
Fig. 42: Paisaje Mioceno incisivo.....	119
Fig. 43: Formas del dominio Tropical Húmedo.....	126

Fig. 44: Modelo Digital de Elevaciones (MDE).....	129
Fig. 45: DEM desde la vertical amazónica.....	129
Fig. 46: DEM desde la vertical Andina.....	129
Fig. 47: Mapa Unidades fisiográficas.....	130
Fig. 48: Cordillera Oriental.....	132
Fig. 49: Entorno del Altar.....	134
Fig. 50: El Levantamiento Napo en DEM.....	135
Fig. 51: Karst en el Levantamiento Napo.....	135
Fig. 52: Cordillera del Cutucú.....	136
Fig. 53: Las laderas del Chimborazo.....	138
Fig. 54: Tungurahua.....	140
Fig. 55: Serie eruptiva del Tungurahua.....	141
Fig. 56: la Avenida Andina.....	144
Fig. 57: Unión del Pastaza y el río Verde.....	145
Fig. 58: Frente de Erosión.....	148
Fig. 59: Evolución de la Superficie Mera-Upano.....	157
Fig. 60: Laderas inestables del Chambo.....	159
Fig. 61: Clima de Suramérica.....	164
Fig. 62: Tipos de ENSO+.....	167
Fig. 63: Condiciones de humedad durante eventos ENOS.....	170
Fig. 64: Corte Transversal de la ZCIT	173
Fig. 65: Circulación general Atmosférica.....	174
Fig. 66: Recogida de datos GPS.....	186

Fig. 67: Estación típica.....	186
Fig. 68: Documentos de las estaciones.....	187
Fig. 69: Documento txt de datos en bruto.....	187
Fig. 70: Datos volcados en base de cálculo.....	188
Fig. 71: Análisis previo de climogramas	189
Fig. 72: Base de datos adaptada a SIG.....	189
Fig. 73: Tratamiento estadístico del Gradiente Térmico.....	191
Fig. 74: Gradiente térmico actual.....	192
Fig. 75: Relación de los gradientes térmicos.....	192
Fig. 76: Curvas térmicas.....	194
Fig. 77: Curvas Pluviométricas.....	194
Fig. 78: Configuración del proyecto ArcGIS.....	197
Fig. 79: Diagramas Af (1).....	199
Fig. 80: Diagramas Af (2).....	200
Fig. 81: Diagramas Cfb (1).....	202
Fig. 82: Diagramas Cfb (2).....	203
Fig. 83: Diagramas Cfb (3).....	204
Fig. 84 Diagramas ET.....	205
Fig. 85: Aproximación cartográfica a las PP.....	207
Fig. 86: Precipitaciones anuales actuales.....	208
Fig. 87: Detalle de Precipitaciones Anuales.....	210
Fig. 88: Desarrollo mensual de las precipitaciones.....	212
Fig. 89: Incisión del Pastaza y Tungurahua.....	213

Fig. 90: Distribución de las temperaturas.....	214
Fig. 91: Climas y temperaturas.....	219
Fig. 92: Climas y Precipitaciones.....	220
Fig. 93: Ombrotermia.....	221
Fig. 94: Climas propuestos.....	222
Fig. 95: El Clima en el Norte de Suramérica durante el UMG.....	227
Fig. 96: Proyecto ArcGIS.....	246
Fig. 97: Base de datos para el UMG.....	247
Fig. 98: Gradiente térmico en el UMG.....	247
Fig. 99: Diagramas tipo.....	249
Fig. 100: Diagramas Cfb+.....	251
Fig. 101: Diagrama ET.....	253
Fig. 102: Diagramas EH (1).....	255
Fig. 103: Diagramas EH (2).....	256
Fig. 104: Precipitación en el UMG.....	258
Fig. 105: Temperaturas UMG.....	260
Fig. 106: Poligonación Thiessen de los Climas UMG.....	264
Fig. 107: Ombrotermia UMG.....	265
Fig. 108: Climas propuestos UMG.....	266
Fig. 109: Monos Ardilla de Humboldt.....	287
Fig. 110: Vicuñas en el páramo.....	291
Fig. 111: Paisajes representativos del Páramo.....	295
Fig. 112: Páramo de El Cajas.....	297

Fig. 113: Bosque de papel.....	299
Fig. 114: La selva de El Coca.....	301
Fig. 115: Base de datos bioclimatológica.....	304
Fig. 115: Estacionalidad de la PP.....	309
Fig. 116: Tipos y Rangos Térmicos.....	305
Fig. 117: Horizontes Termotípicos.....	306
Fig. 118: Zonas Ombrotérmicas.....	307
Fig. 119: Bioclimas Tropicales.....	307
Fig. 120: índice de Aridez de Lang.....	308
Fig. 121: Índice de Aridez de Martonne.....	308
Fig. 122: Régimen de Precipitaciones.....	309
Fig. 123: Estacionalidad de la PP.....	309
Fig. 124: Mapa Índice de Termicidad.....	311
Fig. 125: Mapa de Aridez de Martonne.....	313
Fig. 126: Mapa de Aridez de Lang.....	314
Fig. 127: Mapa del Índice Ombrotérmico.....	316
Fig. 128: Mapa del Iod2.....	317
Fig. 129: Mapa de Iod3.....	318
Fig. 130: Mapa de Estacionalidad.....	320
Fig. 131: Mapa de concentración de la PP.....	321
Fig. 132: Mapa de ETR Turc.....	323
Fig. 133: Mapa de Bioclimas potenciales propuestos.....	328
Fig. 134: Fauna Continental Miocena de Suramérica.....	333

Fig. 135: Mapa de Termicidad UMG.....	344
Fig. 136: Mapa de Aridez de Martonne UMG.....	346
Fig. 137: Mapa de Aridez de Lang UMG.....	347
Fig. 138: Mapa Ombrotermia UMG.....	349
Fig. 139: Mapa Iod2 UMG.....	350
Fig. 140: Mapa Iod3 UMG.....	351
Fig. 141: Mapa de Estacionalidad UMG.....	354
Fig. 142: Mapa de Concentración de la PP UMG.....	355
Fig. 143: Mapa de ETR de Turc UMG.....	356
Fig. 144: Mapa de Potencialidad Bioclimática UMG.....	361
Fig. 145: Pisos altitudinales y termotipos.	365
Fig. 146: Paisaje típico Cuaternario de la Amazonía.....	370
Fig. 147: Refugios Pleistocénicos.....	373
Fig. 148: Familia waorani.....	397
Fig. 149: Mujeres Kichwas.....	404
Fig. 150: Dabo y esposa	407
Fig. 151: Unidades del Paisaje Glacial.....	413
Fig. 152: Geomorfología en San Juan.....	420
Fig. 153: Unidades del Paisaje.....	422
Fig. 154: Ciudad del Milenio de Pañacocha.....	424
Fig. 155: Deforestación en Orellana.....	425
Fig. 156: Páramo Antropizado.....	432
Fig. 157: Tabla Paisajes.....	444

Fig. 158: Serie de avulsión del Pastaza.	448
Fig. 159: El Altar 1970-2013.....	455
Fig. 160: Llanos de Moxós en Bolivia.....	462
Fig. 161: Geoglifos de Acre.....	464
Fig. 162: Evolución de la ciudad de El Coca entre 1970 y 2018	471
Fig. 163: Zonas Protegidas del Área de estudio.....	495



Facultad de Geografía e Historia UCM 2018
Departamento de Geografía



Università degli Studi di Padova 2018
Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Ambientale-

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Geografía



**EL PAISAJE Y LAS MODIFICACIONES ANTRÓPICAS
EN LAS CUENCAS ALTAS AMAZÓNICAS DE LA
REGIÓN ANDINA-ECUATORIAL**

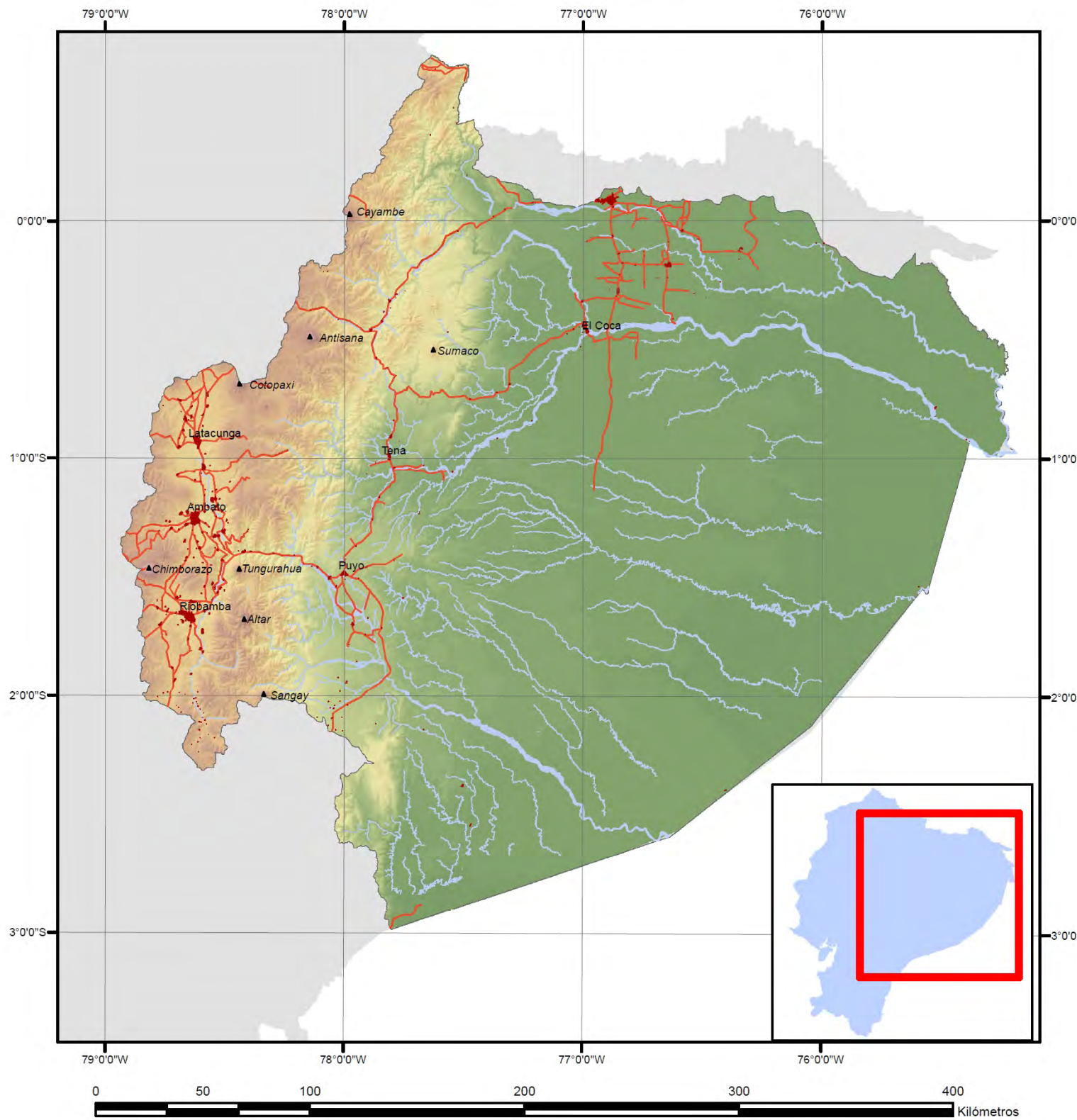
TESIS DOCTORAL

ANEXO CARTOGRÁFICO

Juan Morán Sáez

Madrid, 2019

Área de Estudio



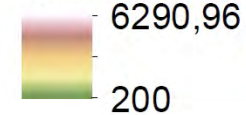
Representación Básica del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019



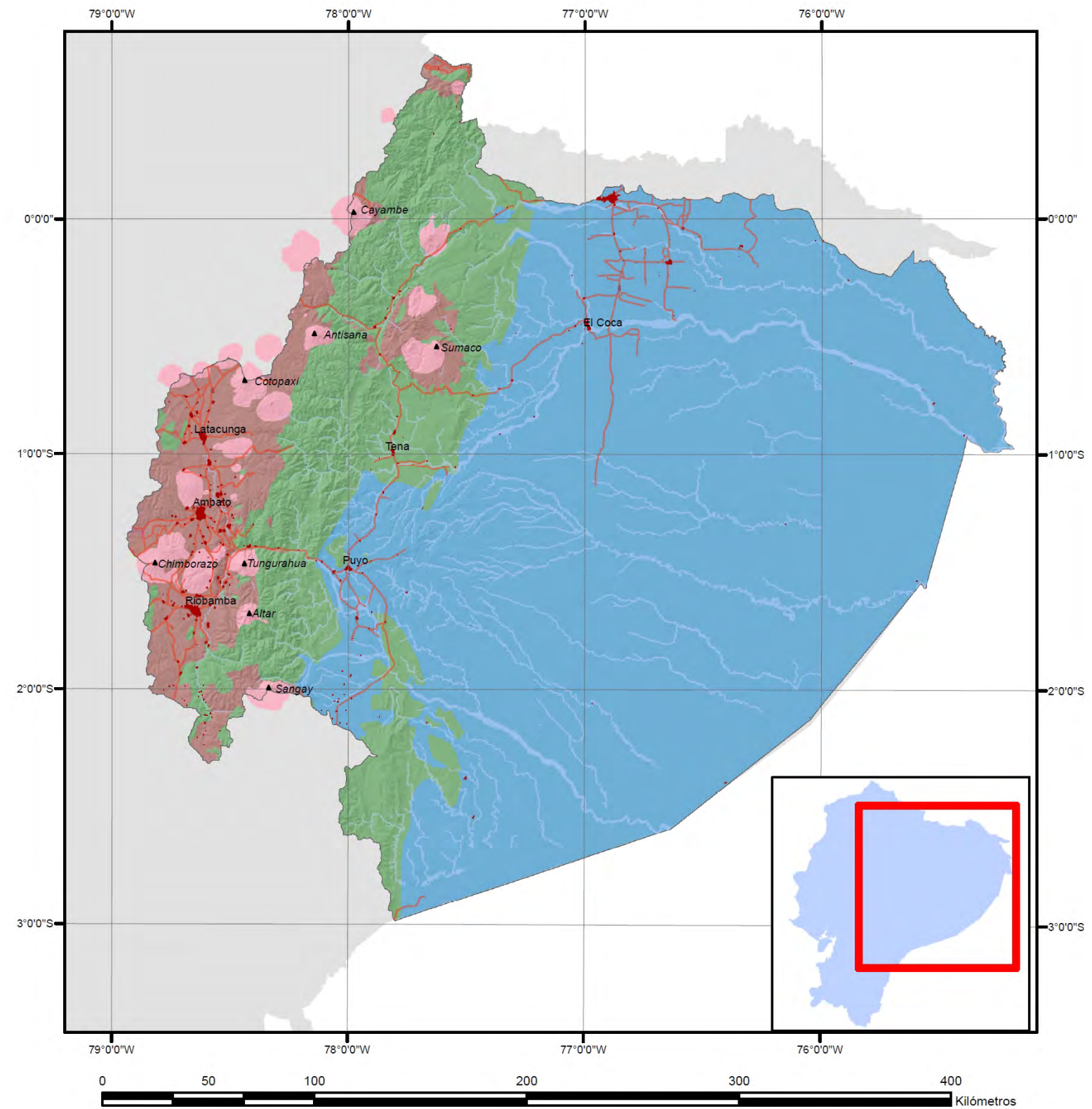
Altitudes

msnm



- Zona Urbana
- Vialidad básica
- Ríos

Unidades Fisiográficas



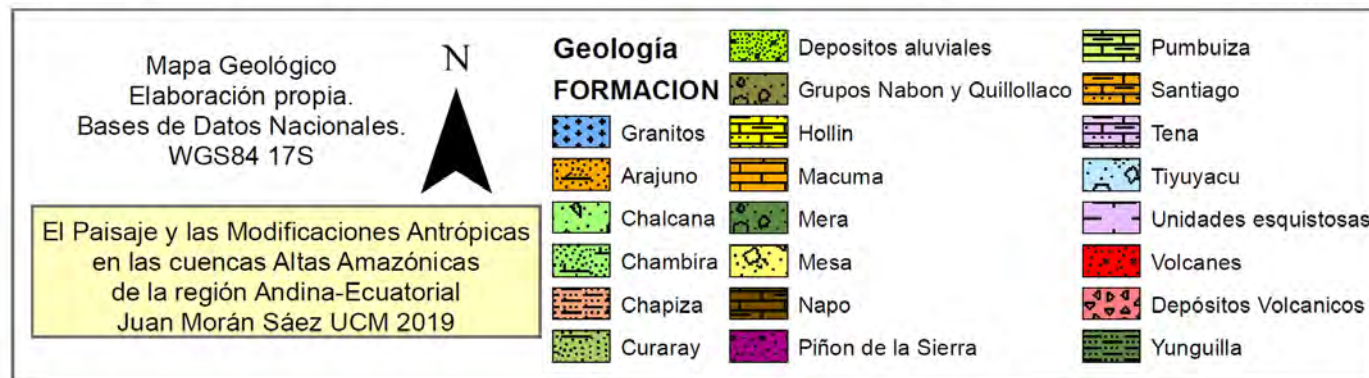
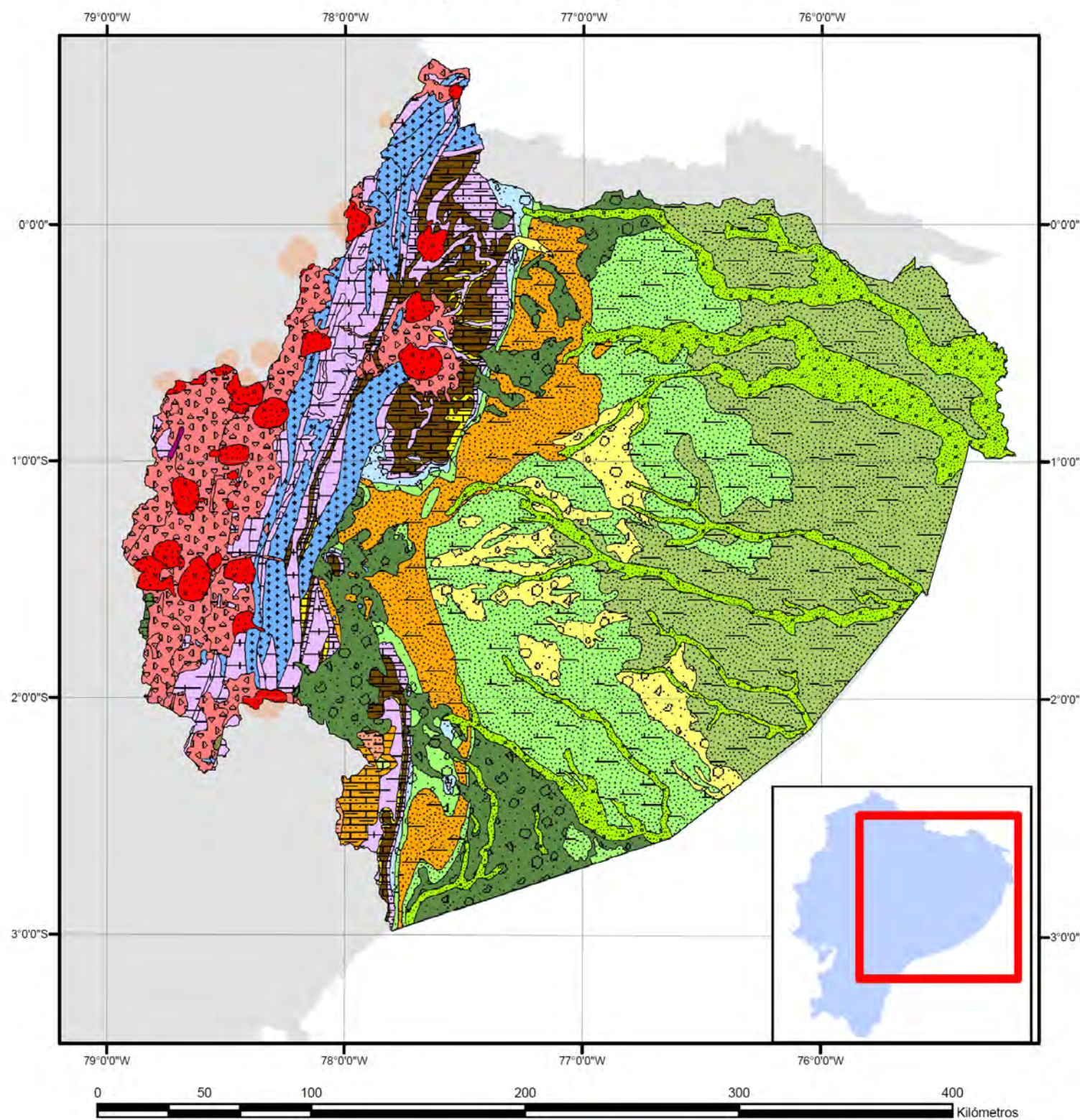
Unidades Fisiográficas
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

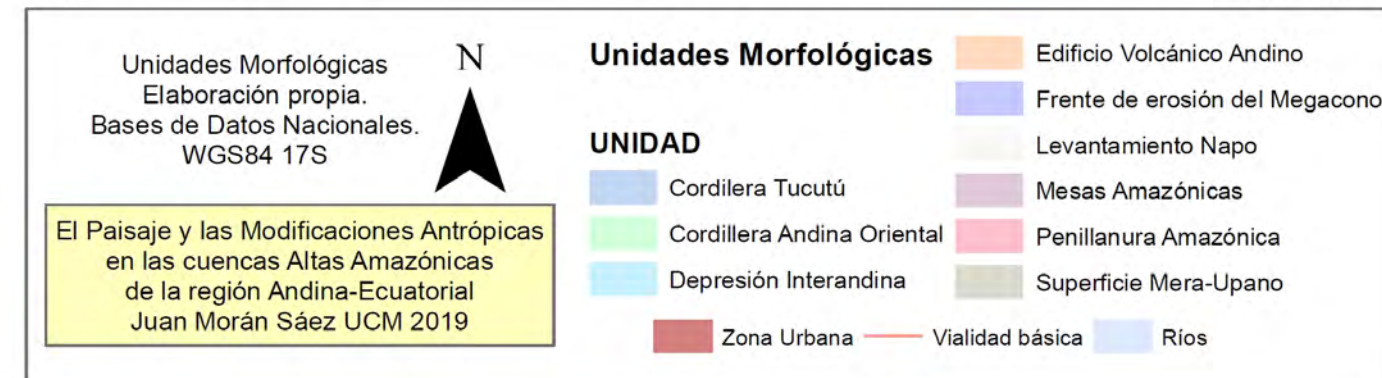
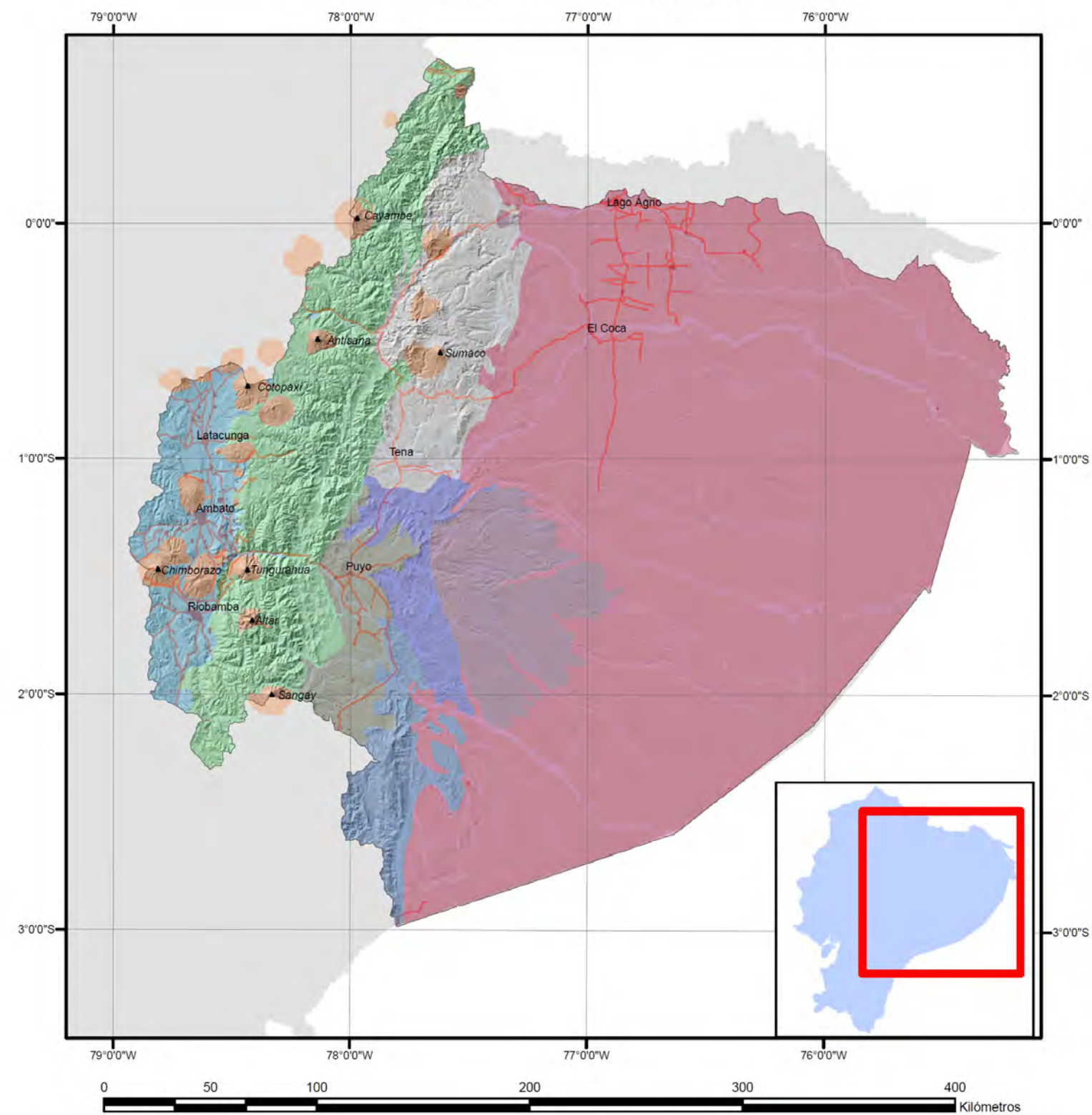


- | | |
|---|--|
| ■ Zona Urbana | Unidades Fisiograficas
TIPO |
| — Vialidad básica | |
| ■ Ríos | |
| ■ Depósitos Volcánicos | |
| ■ Edificio Volcánico | |
| | ■ Estructural |
| | ■ Fluvial |

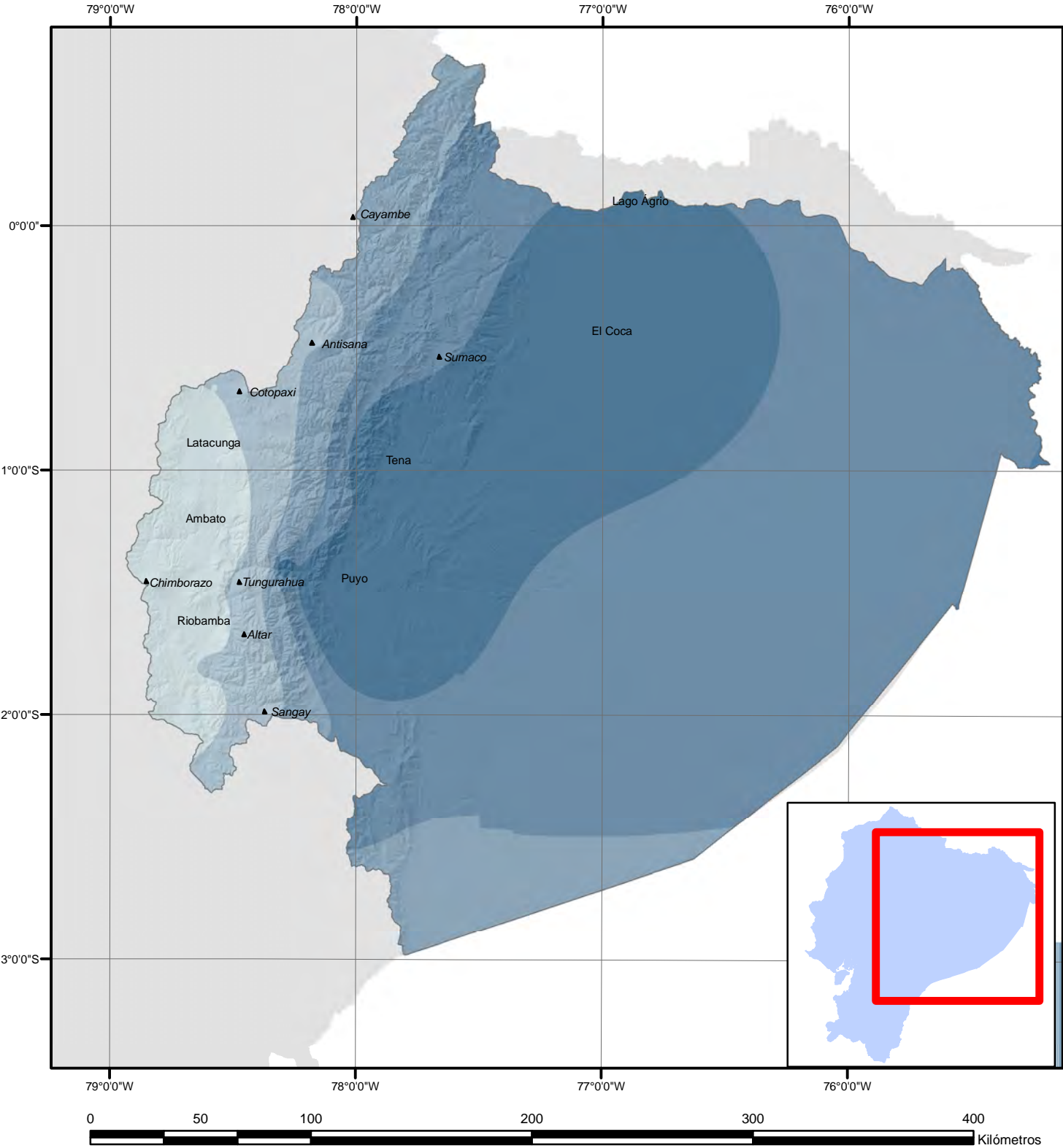
Mapa Geológico



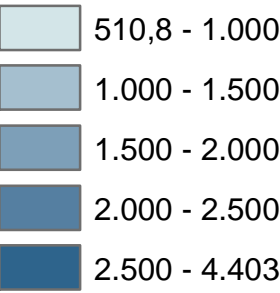
Unidades Morfológicas



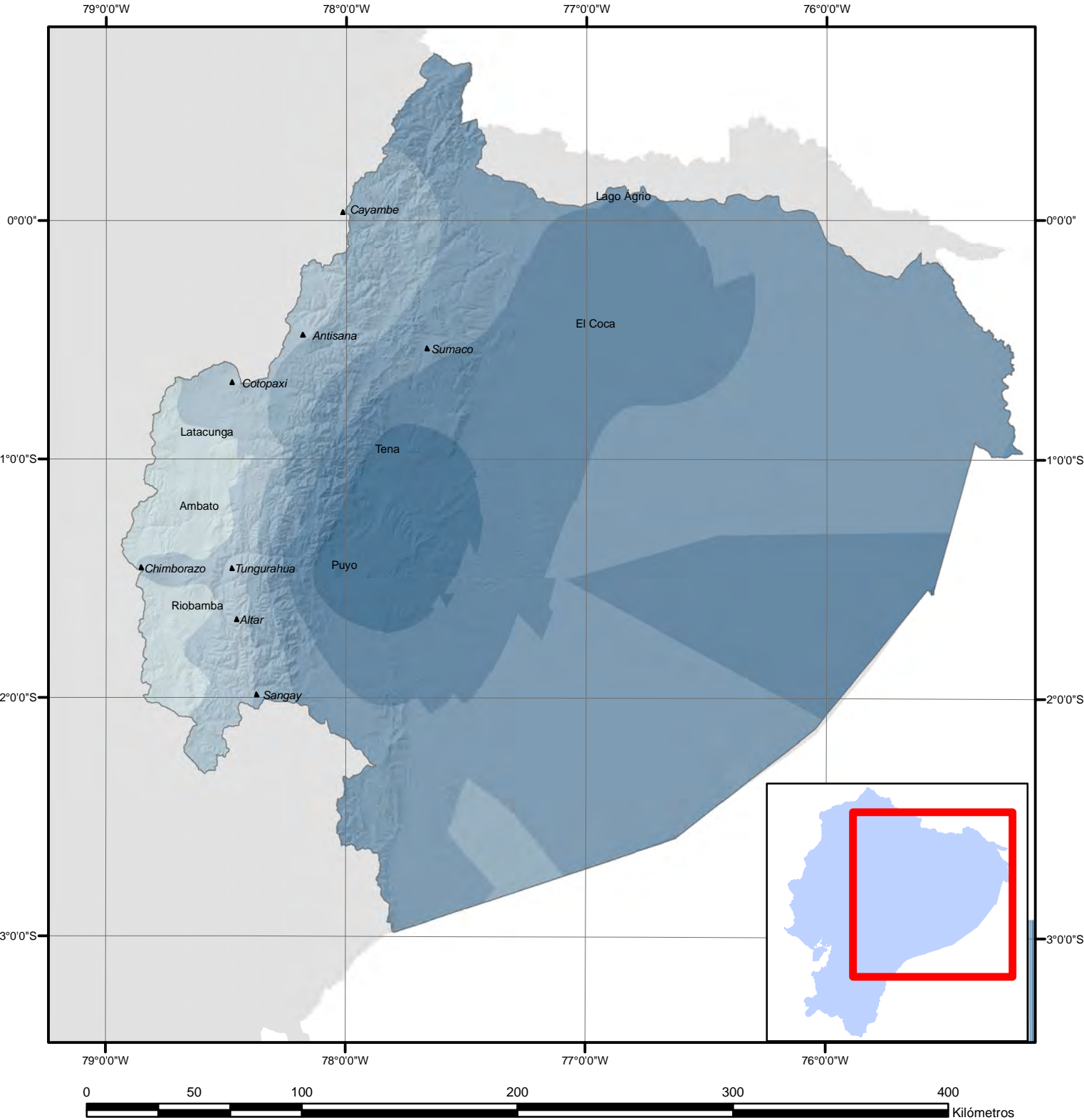
Precipitaciones Actuales



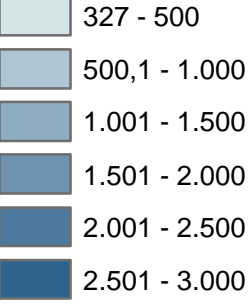
PP Anuales Actuales mm



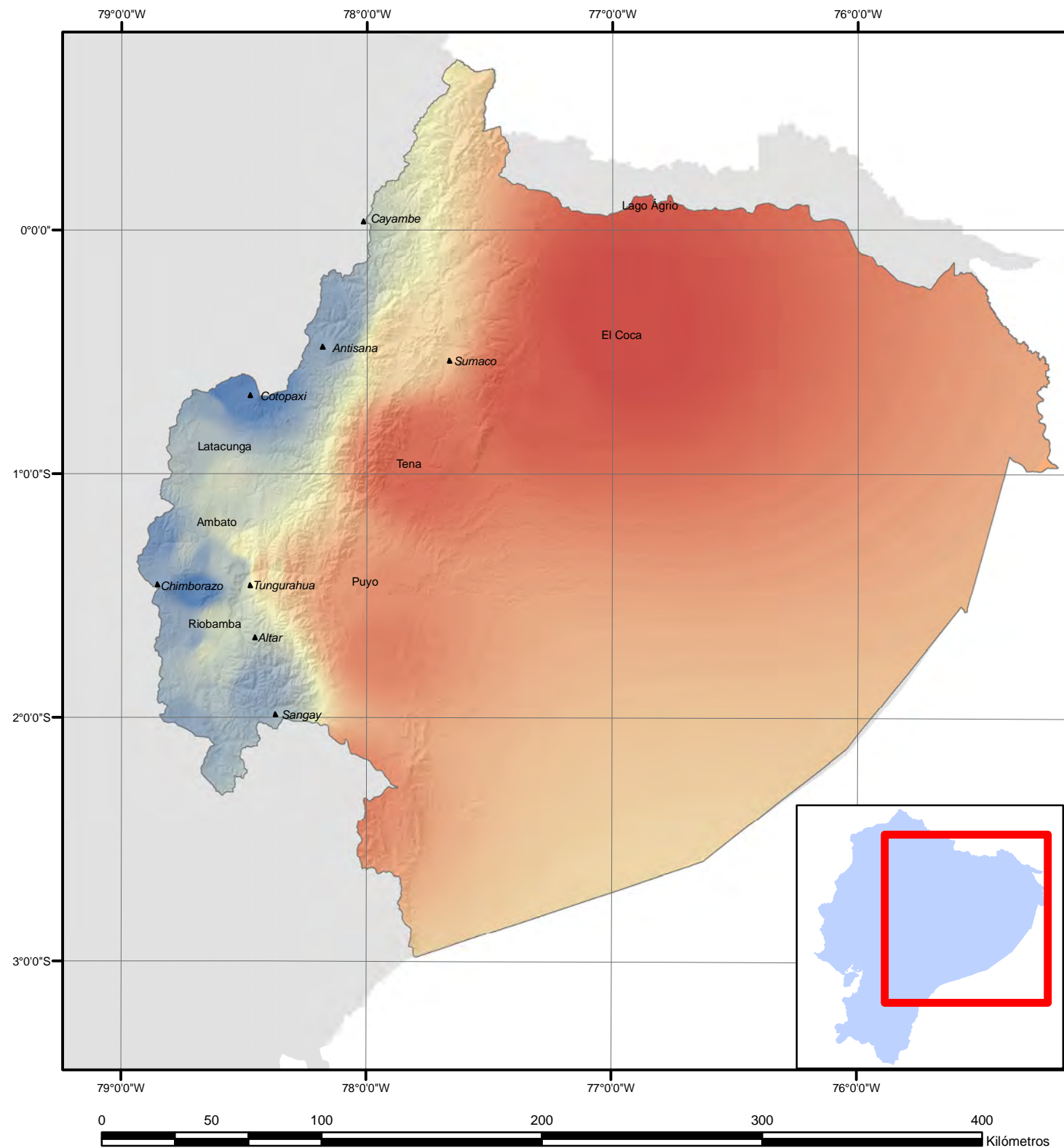
Precipitaciones UMG



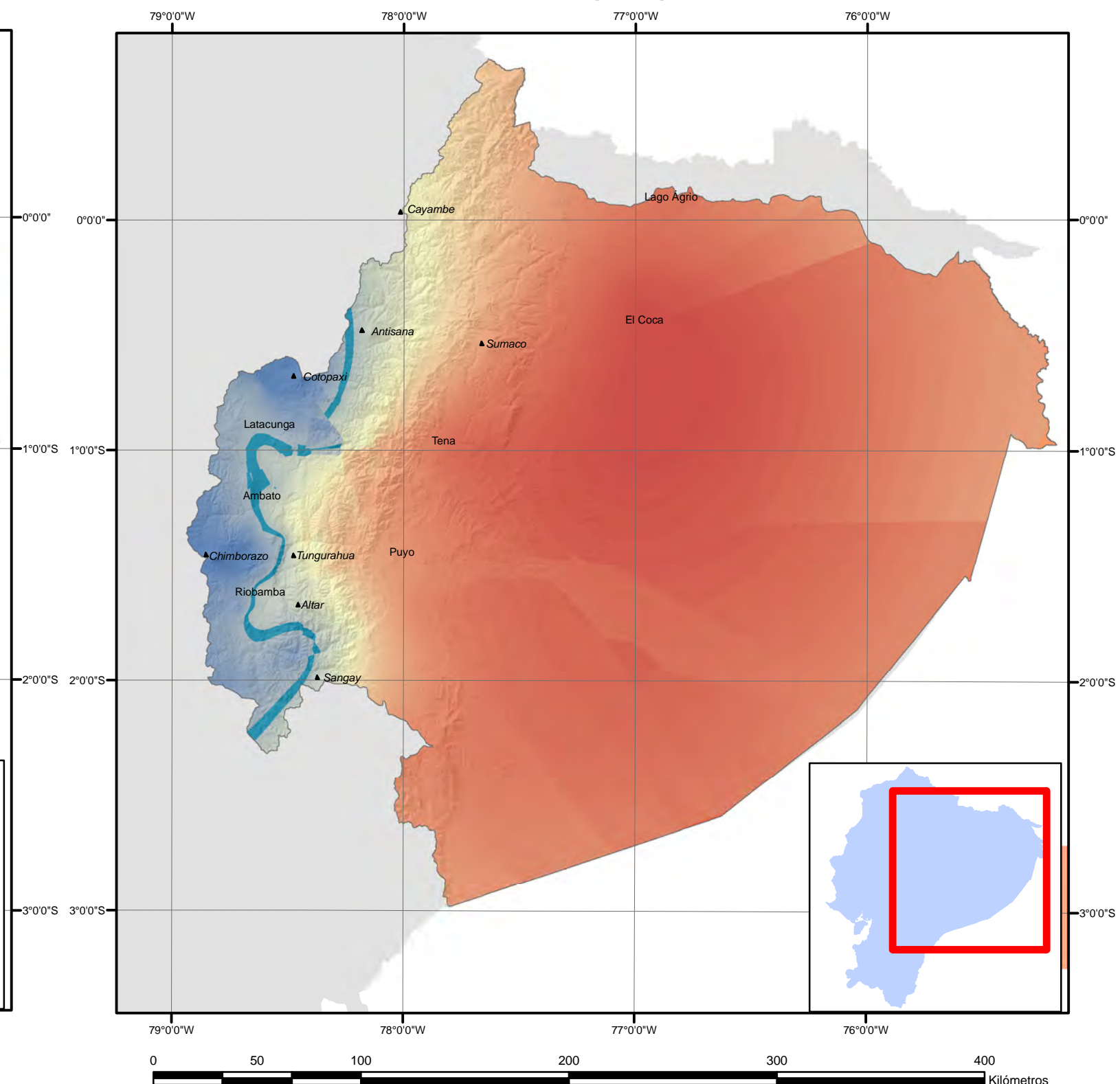
PP UMG mm/año



Temperaturas Medias Anuales Actuales



Temperatura Media Anual UMG



Estimación de las TMA
Actuales mediante IDW
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019



Temperatura C°
Máxima TMA 24,8
Mínima TMA 0,94

Estimación de las TMA
del UMG mediante Kriging
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

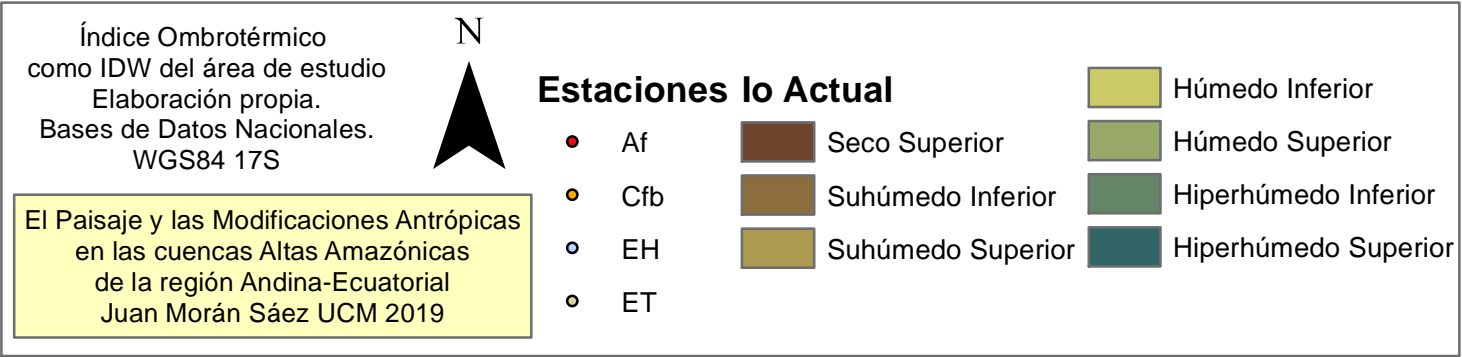
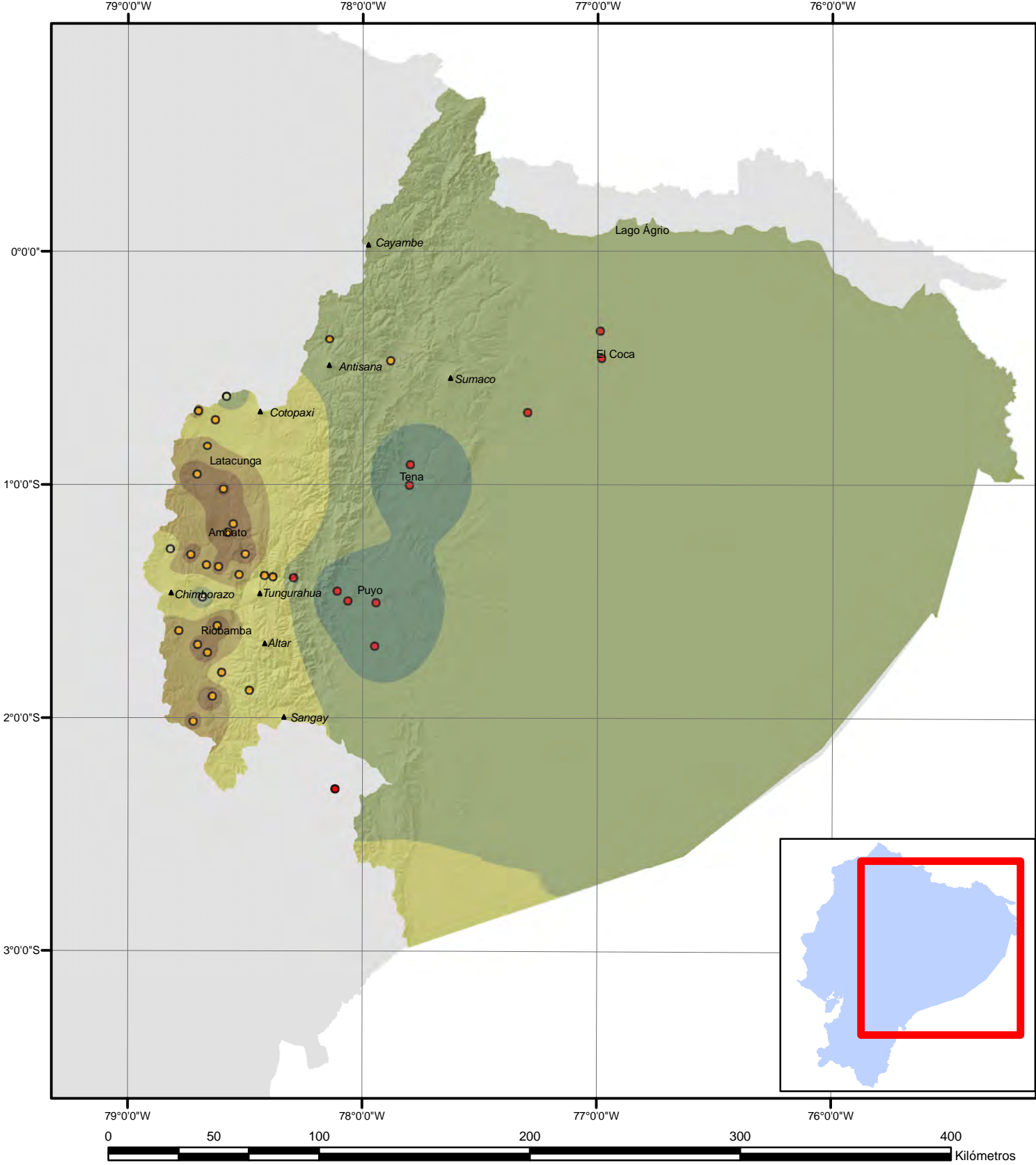
El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019



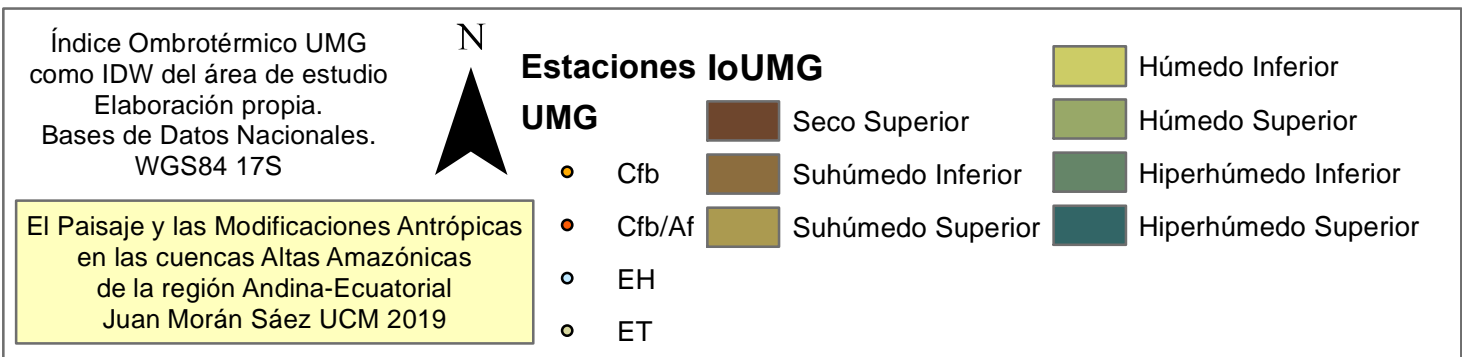
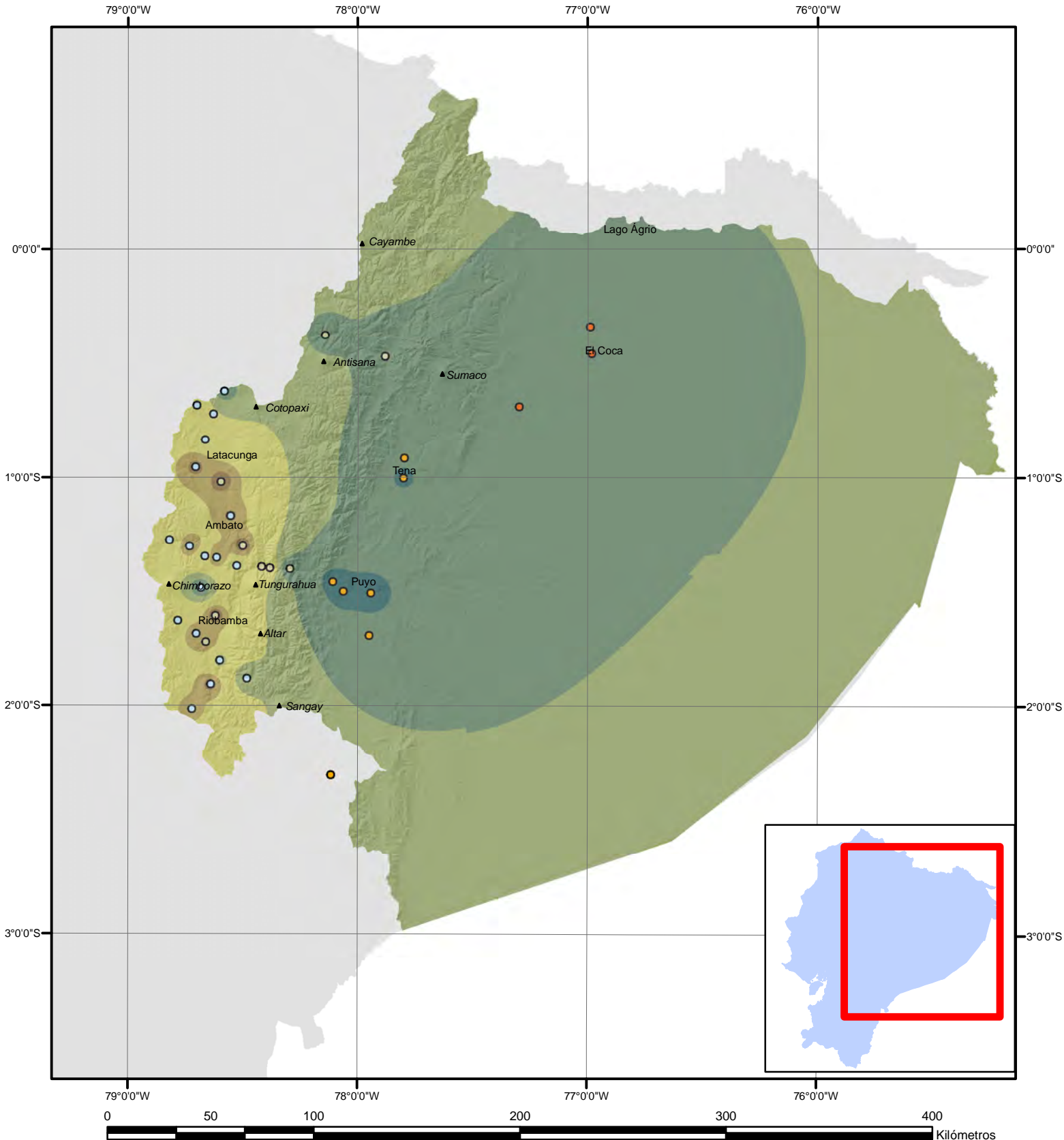
Temperaturas UMG
Máxima TMA 19,8384
Mínima TMA -16,4559

— Localización Aproximada de la isoterma 0°C

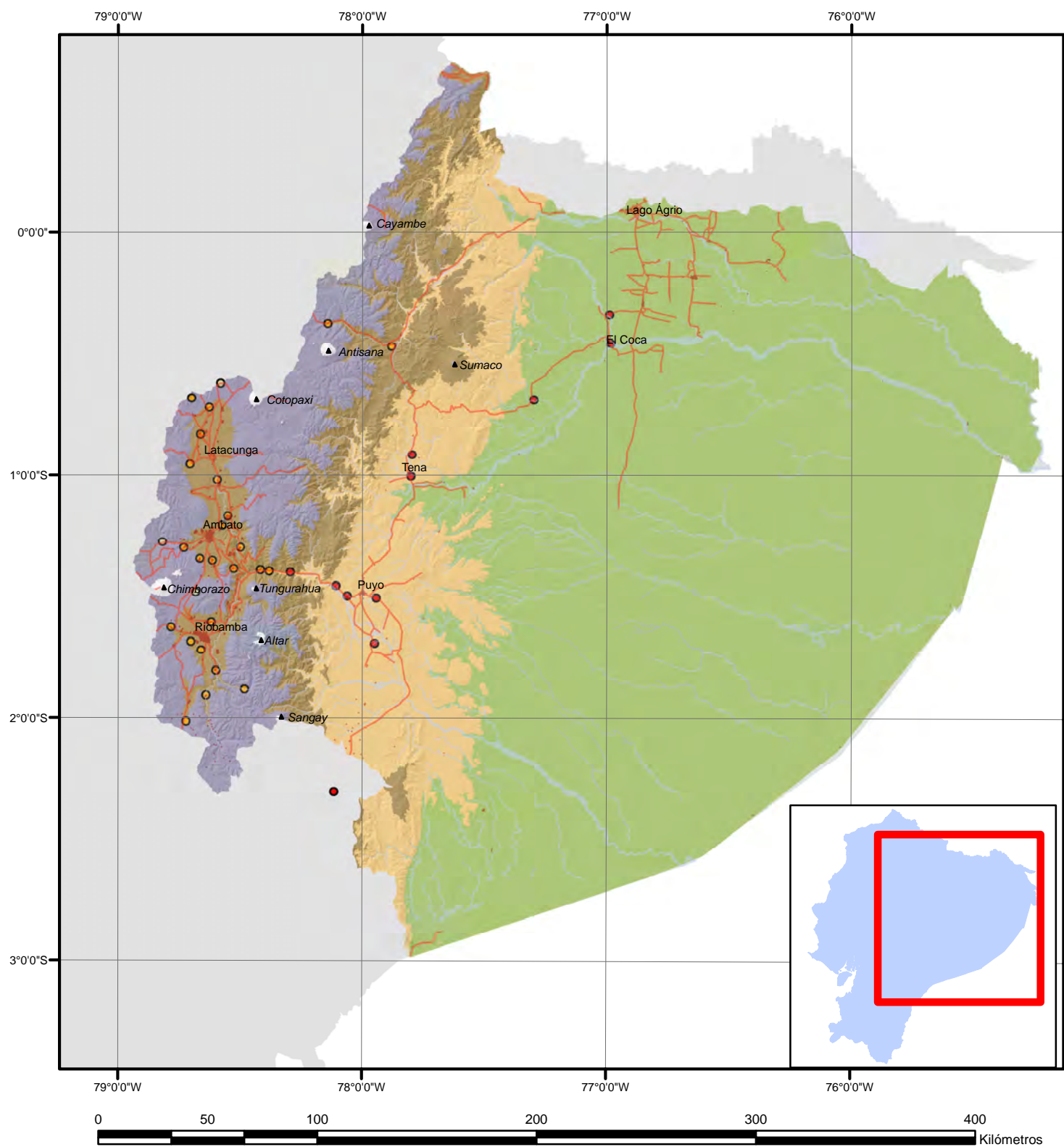
Índice Ombrotérmico



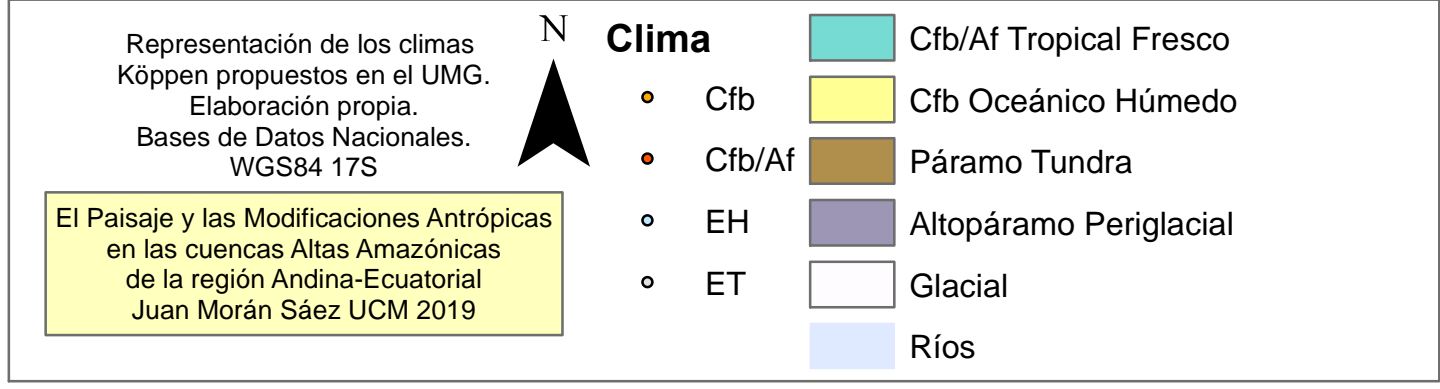
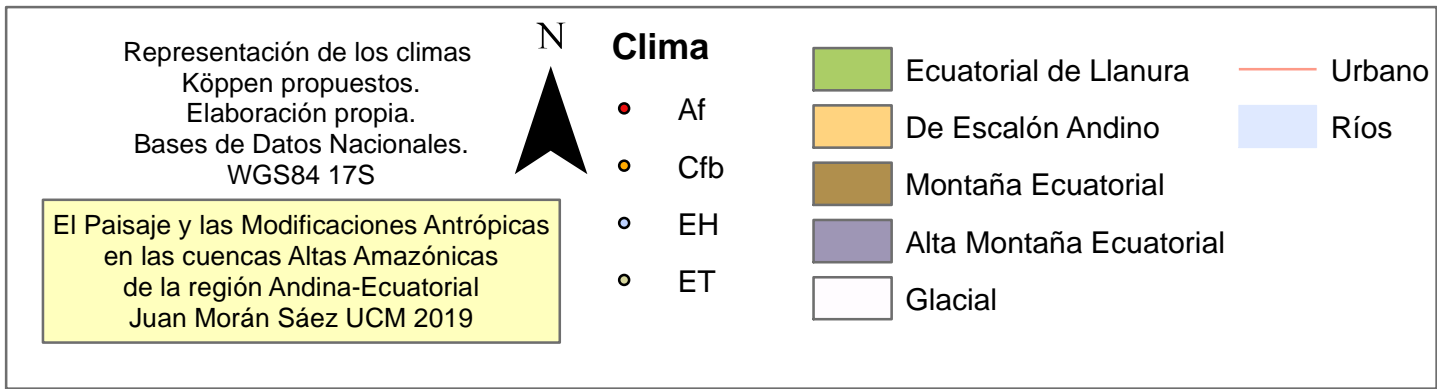
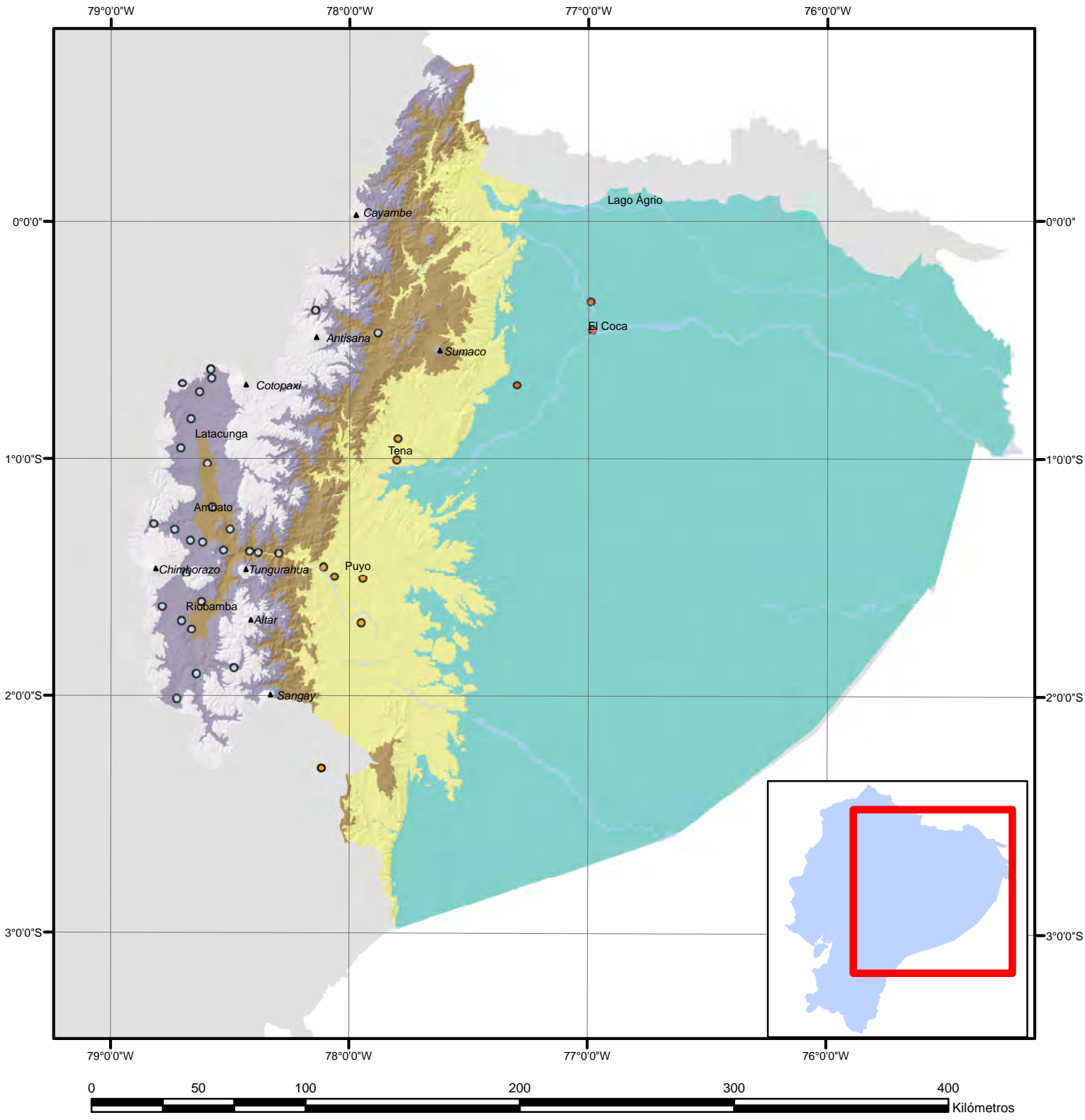
Índice Ombrotérmico UMG



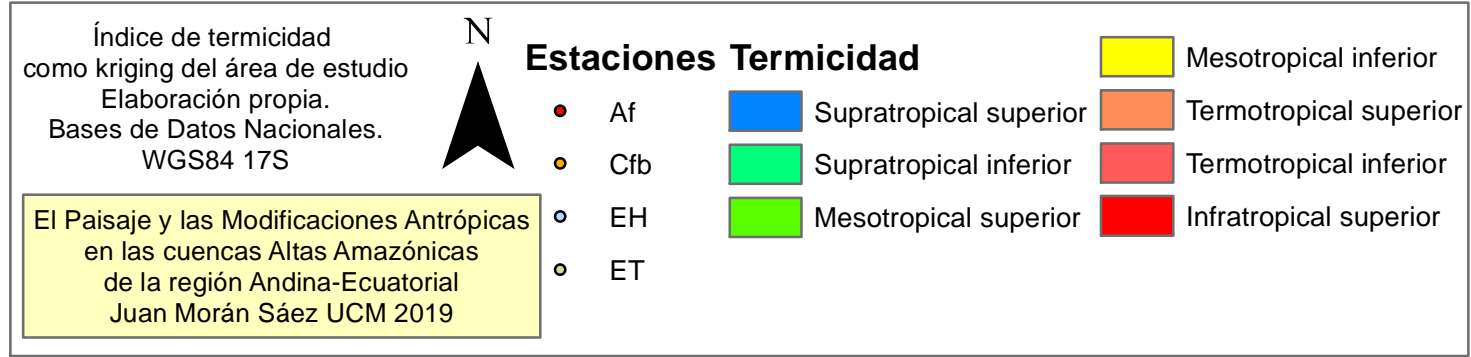
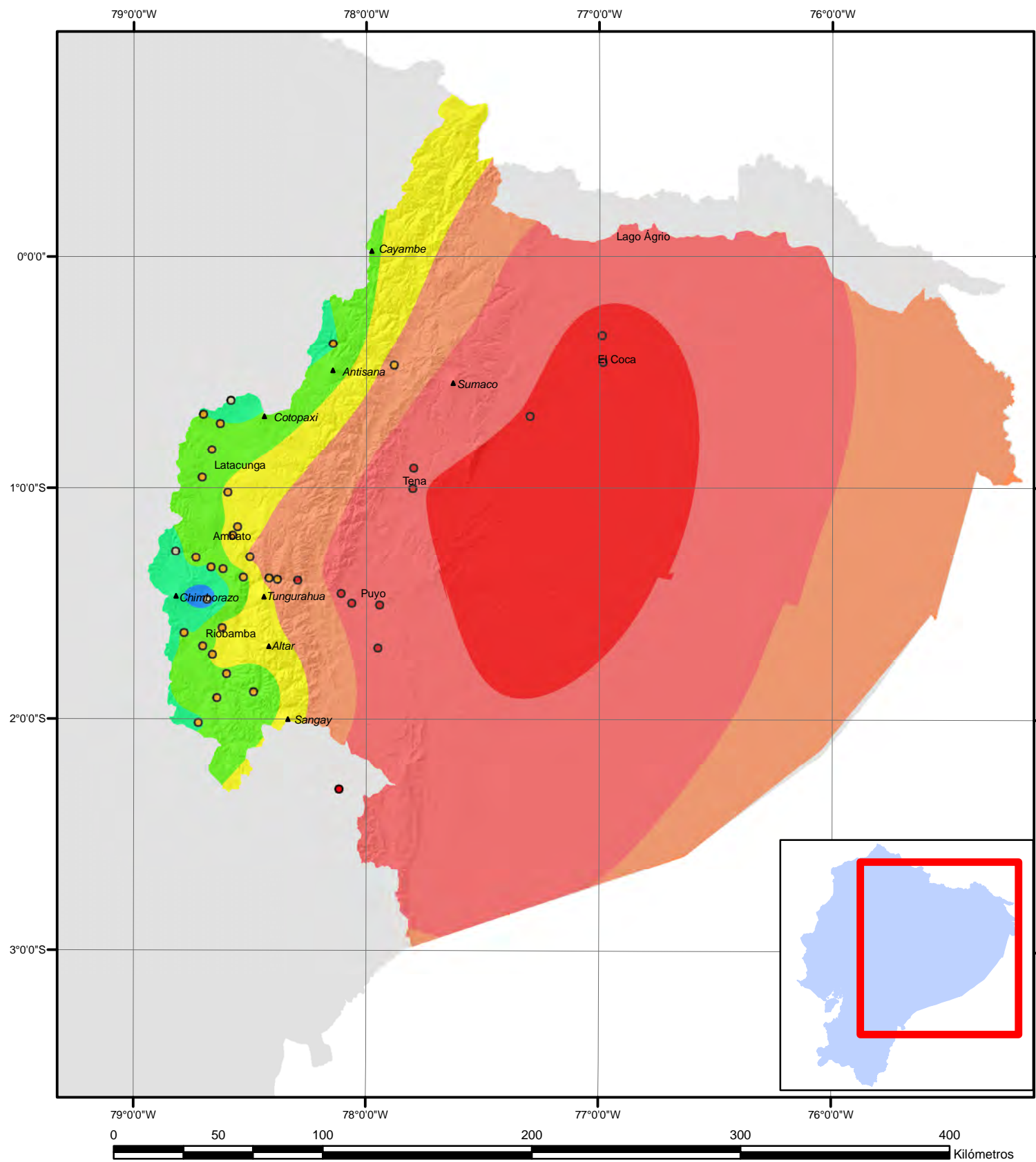
Climas



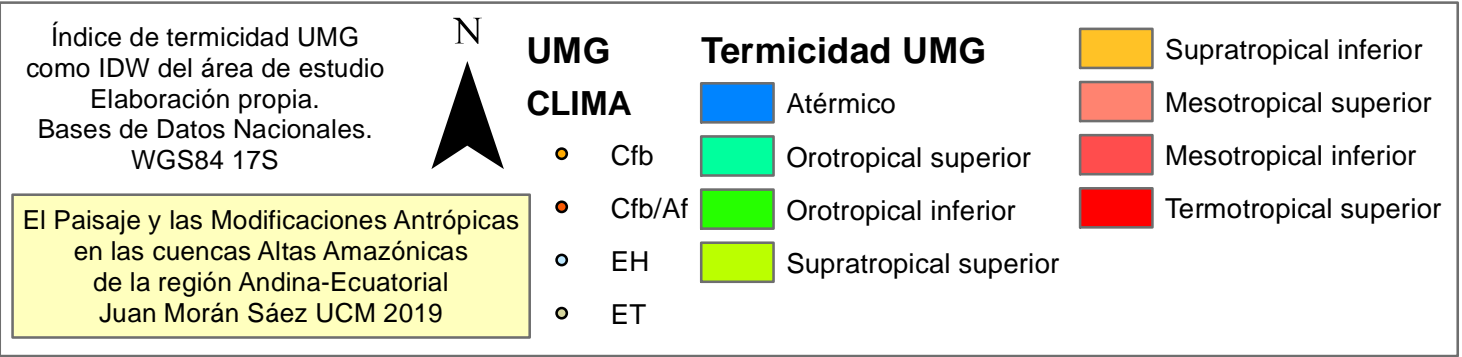
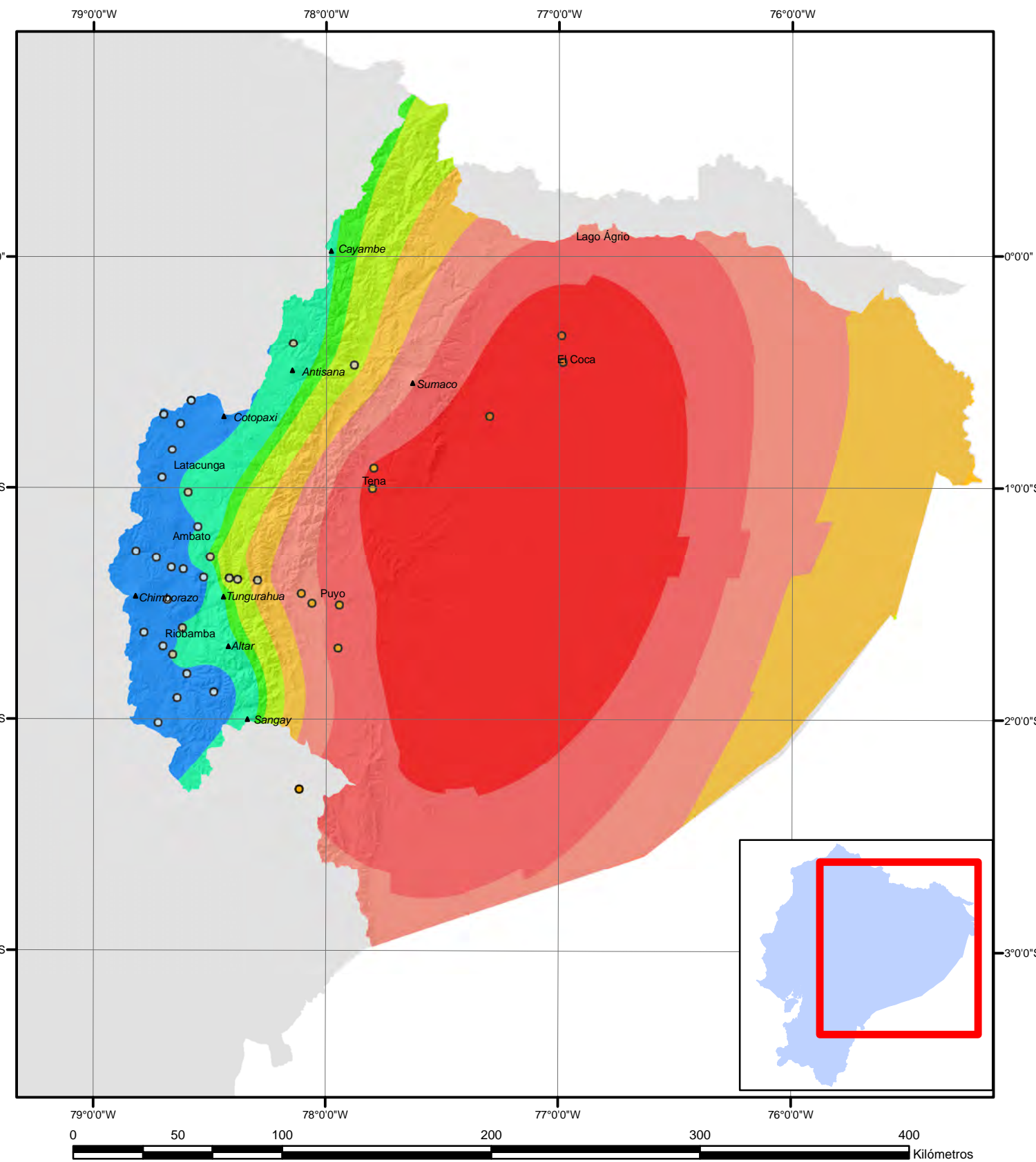
Climas UMG



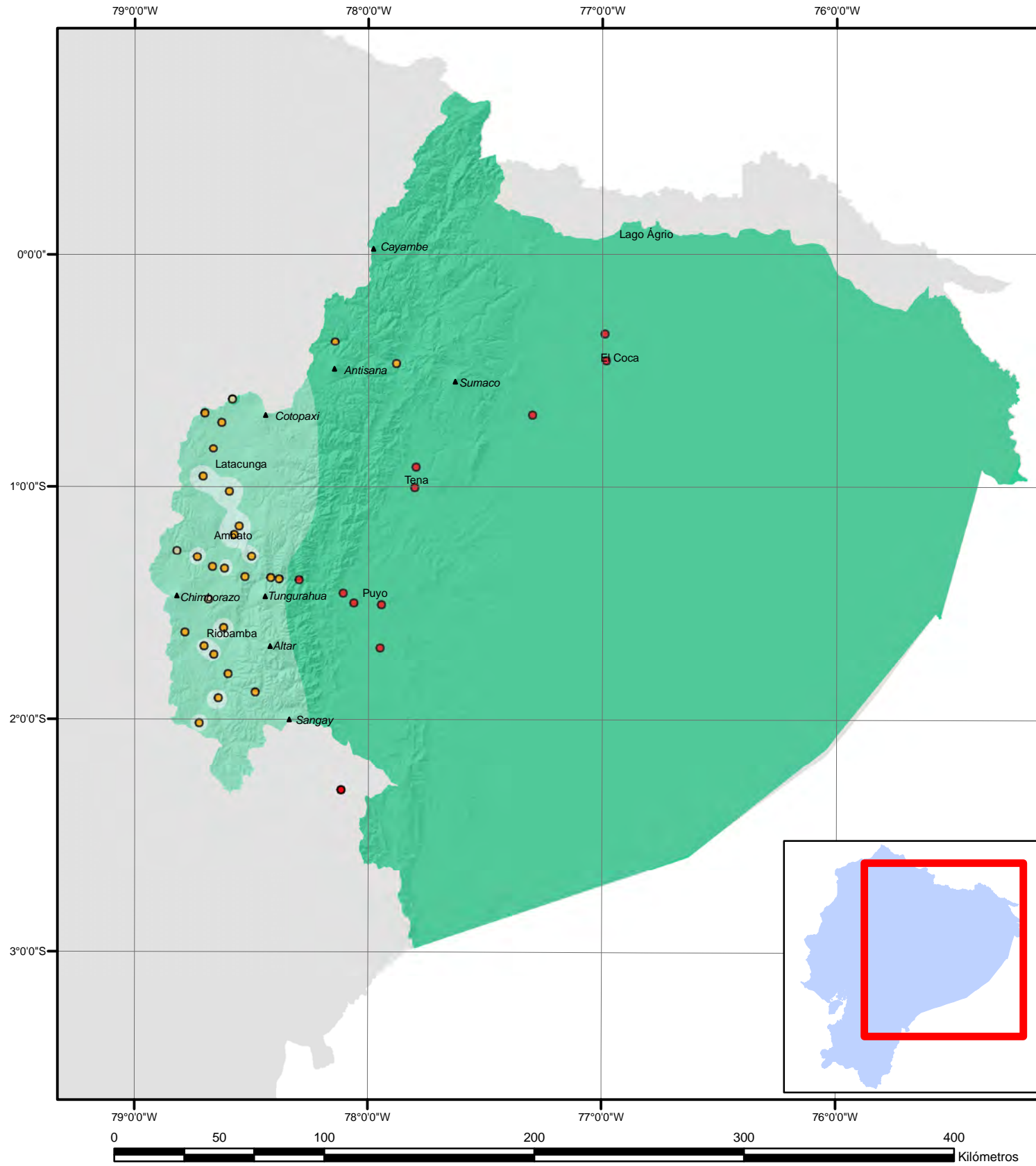
Índice de Termicidad



Índice de Termicidad UMG



Índice de Aridez



Índice de aridez de Martonne como IDW del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

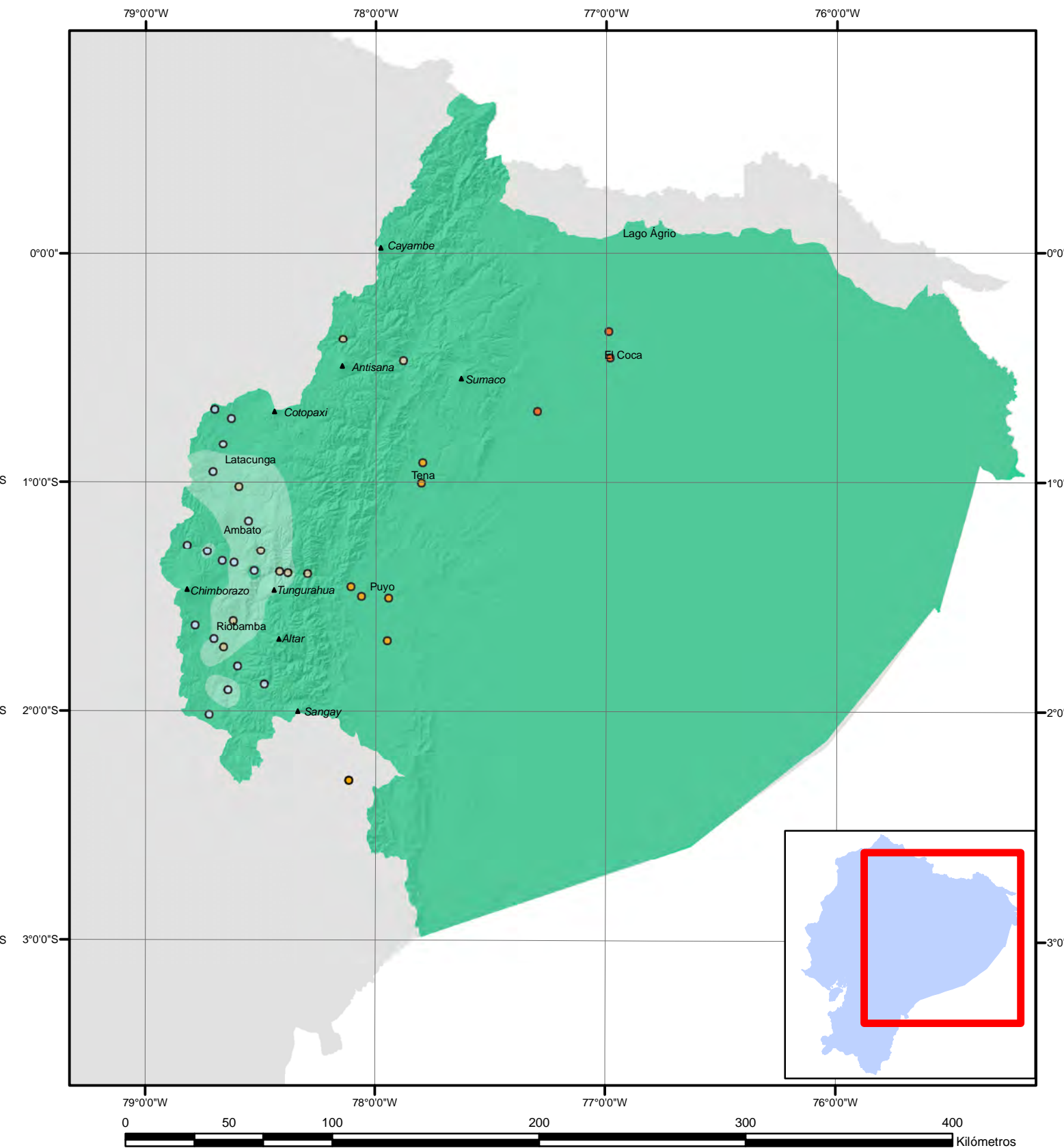
El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

N

Estaciones Aridez de Martonne

● Af	Subhúmeda
● Cfb	Húmeda
○ EH	Perhúmeda
○ ET	

Índice de Aridez UMG



Índice de aridez de Martonne UMG como IDW del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

N

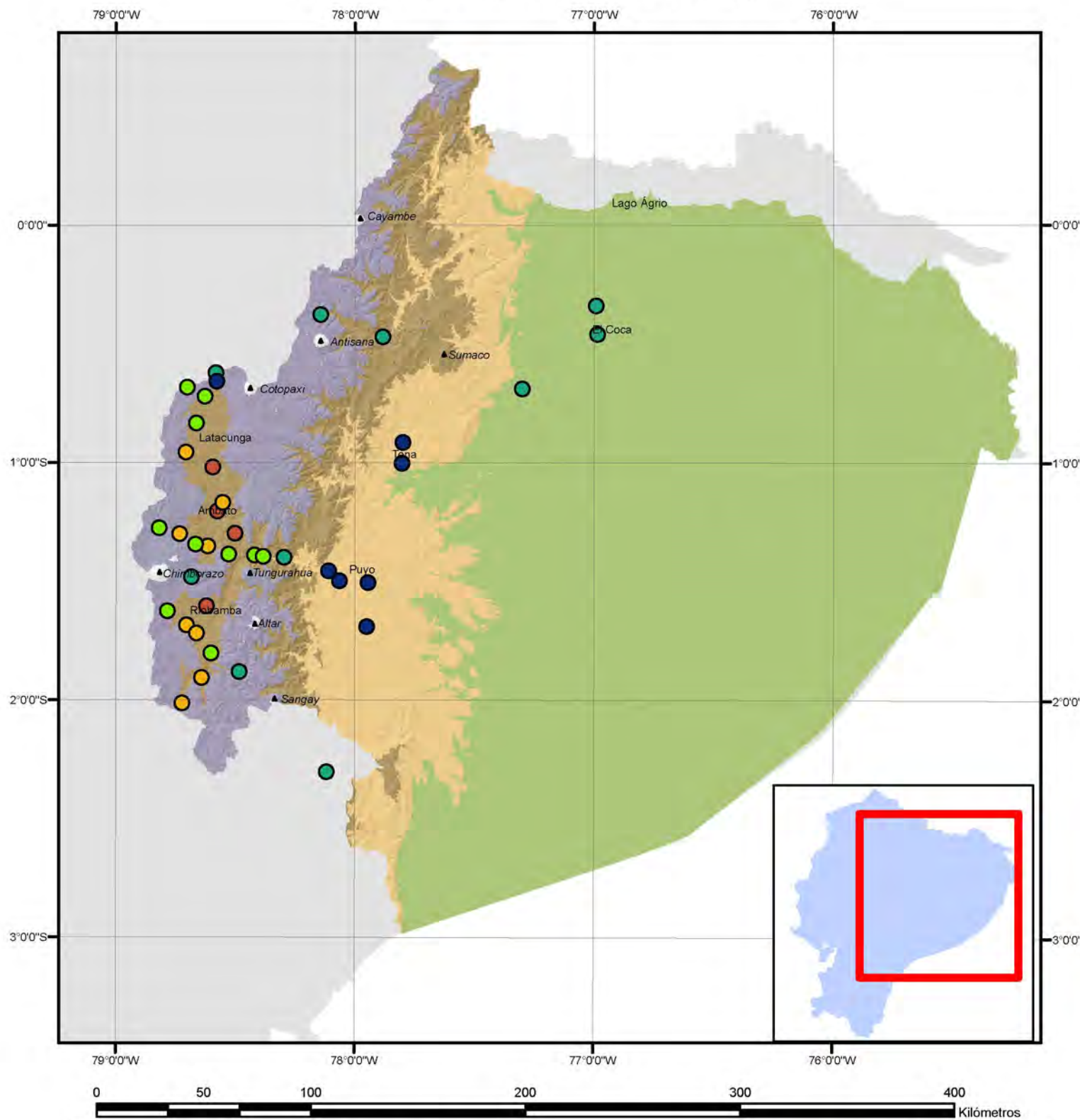
UMG

● Cfb	Subhúmeda
● Cfb/Af	Húmeda
○ EH	Perhúmeda
○ ET	

Aridez de Martonne UMG

Subhúmeda
Húmeda
Perhúmeda

Índice de Aridez de Lang



Representación del índice de Aridez de Lang de las estaciones sobre los climas actuales según Köppen
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

Aridez de Lang

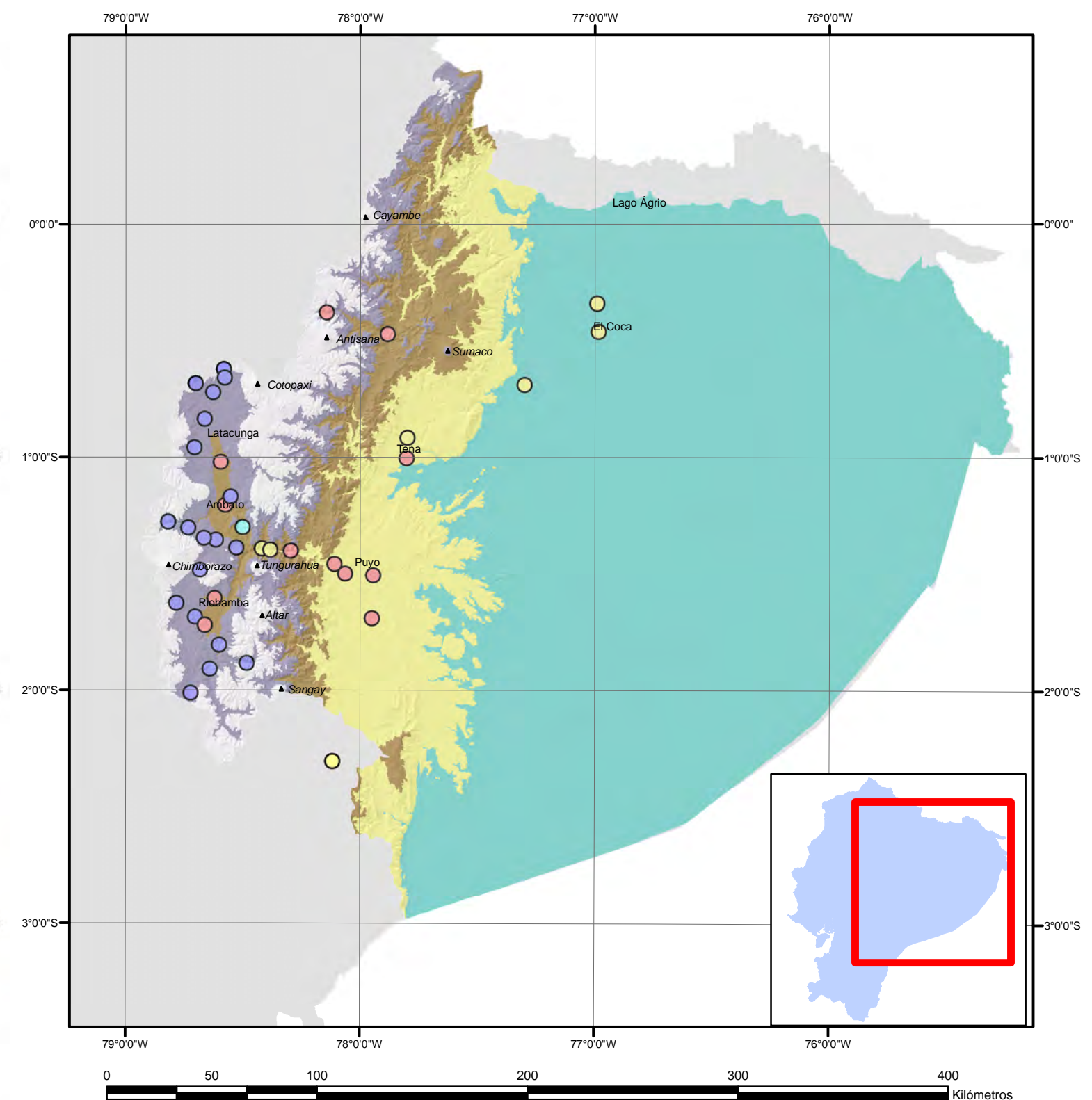
- Perhúmedas
- Húmedas de grandes bosques
- Húmedas de bosques claros
- Húmedas de estepa y sabana
- Árida

Climas Actuales

- Ecuatorial de Llanura
- De Escalón Andino
- Montaña Ecuatorial
- Alta Montaña Ecuatorial
- Glacial



Índice de Aridez de Lang UMG



Representación del índice de Aridez de Lang de las estaciones sobre los climas UMG según Köppen
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

Aridez Lang UMG

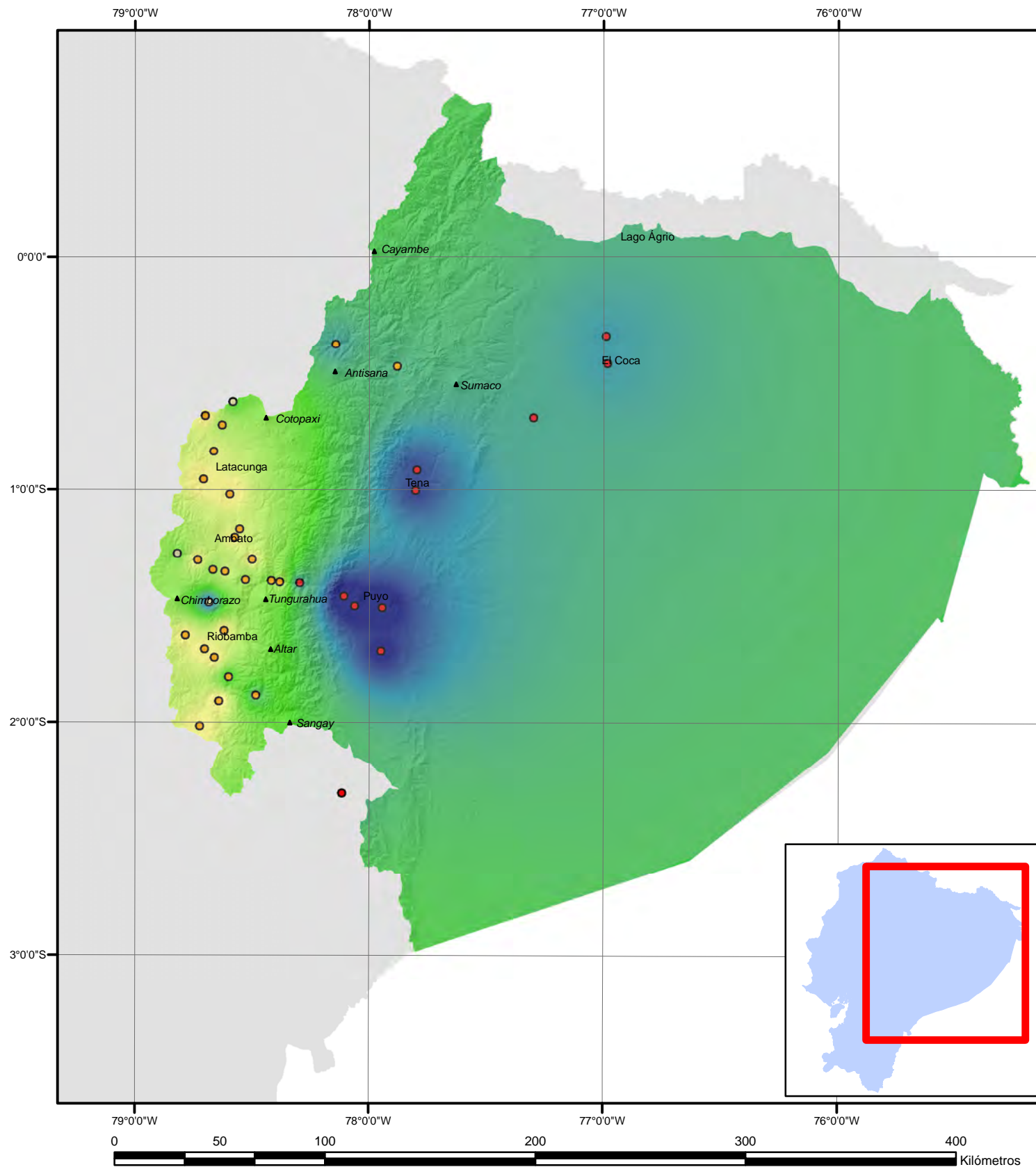
- Congelado
- Húmedos de bosques claros
- Húmedos de bosques claros
- Perhumado de tundra y prados

Climas UMG

- Cfb/Af Tropical Fresco
- Cfb Oceánico Húmedo
- Páramo Tundra
- Altopáramo Periglacial
- Glacial

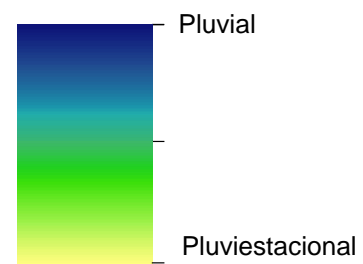


Índice Ombrotérmico lod2



Estaciones lod2

- Af
- Cfb
- EH
- ET

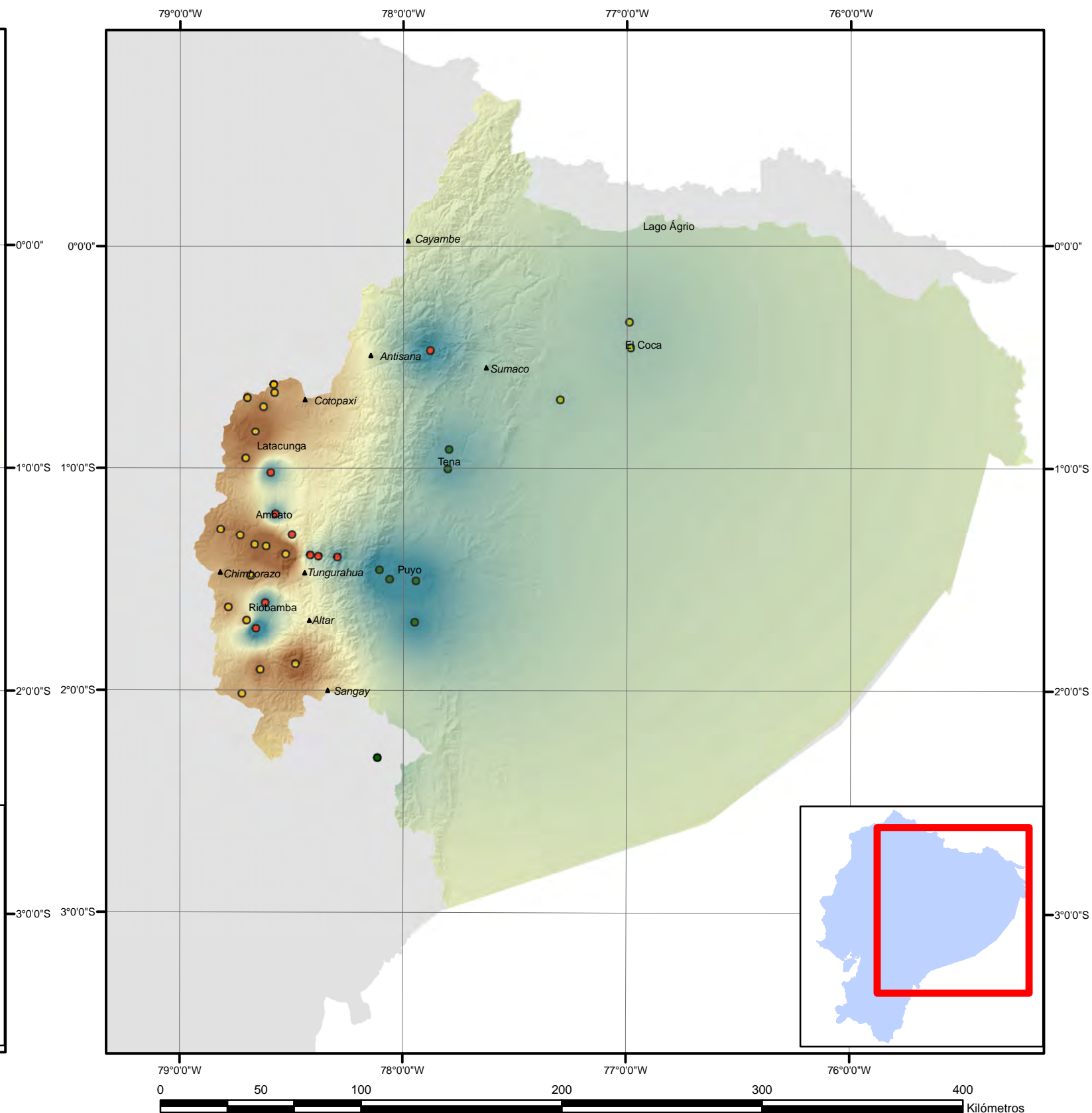


Índice Ombrotérmico lod2
como IDW del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S



El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

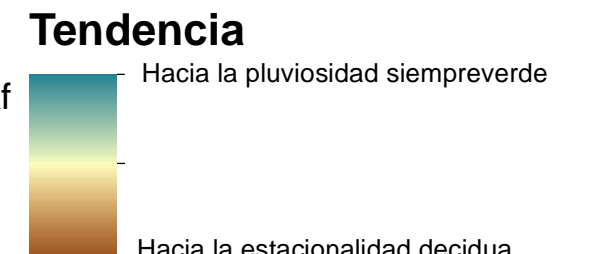
Índice Ombrotérmico lod2 UMG



CLIMA

- Cfb
- Cfb/Af
- EH
- ET

lod2

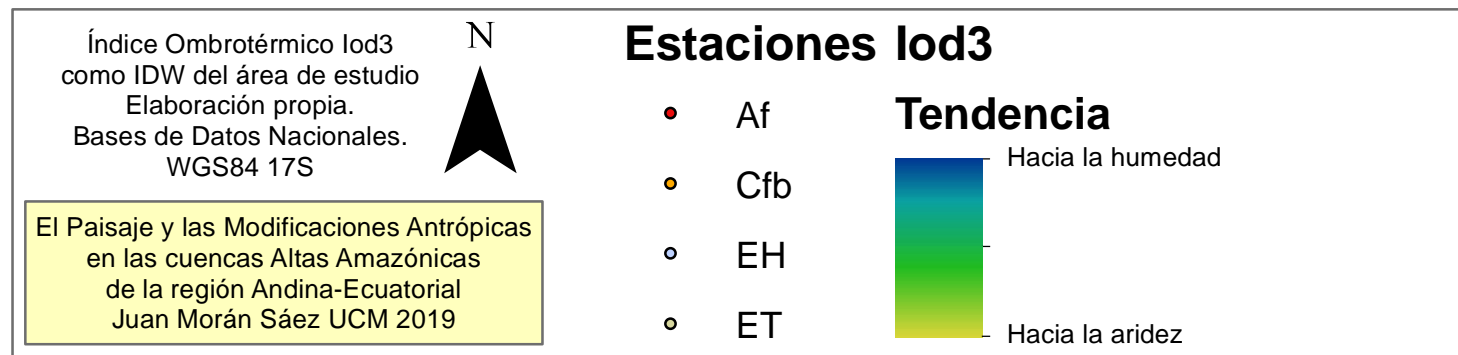
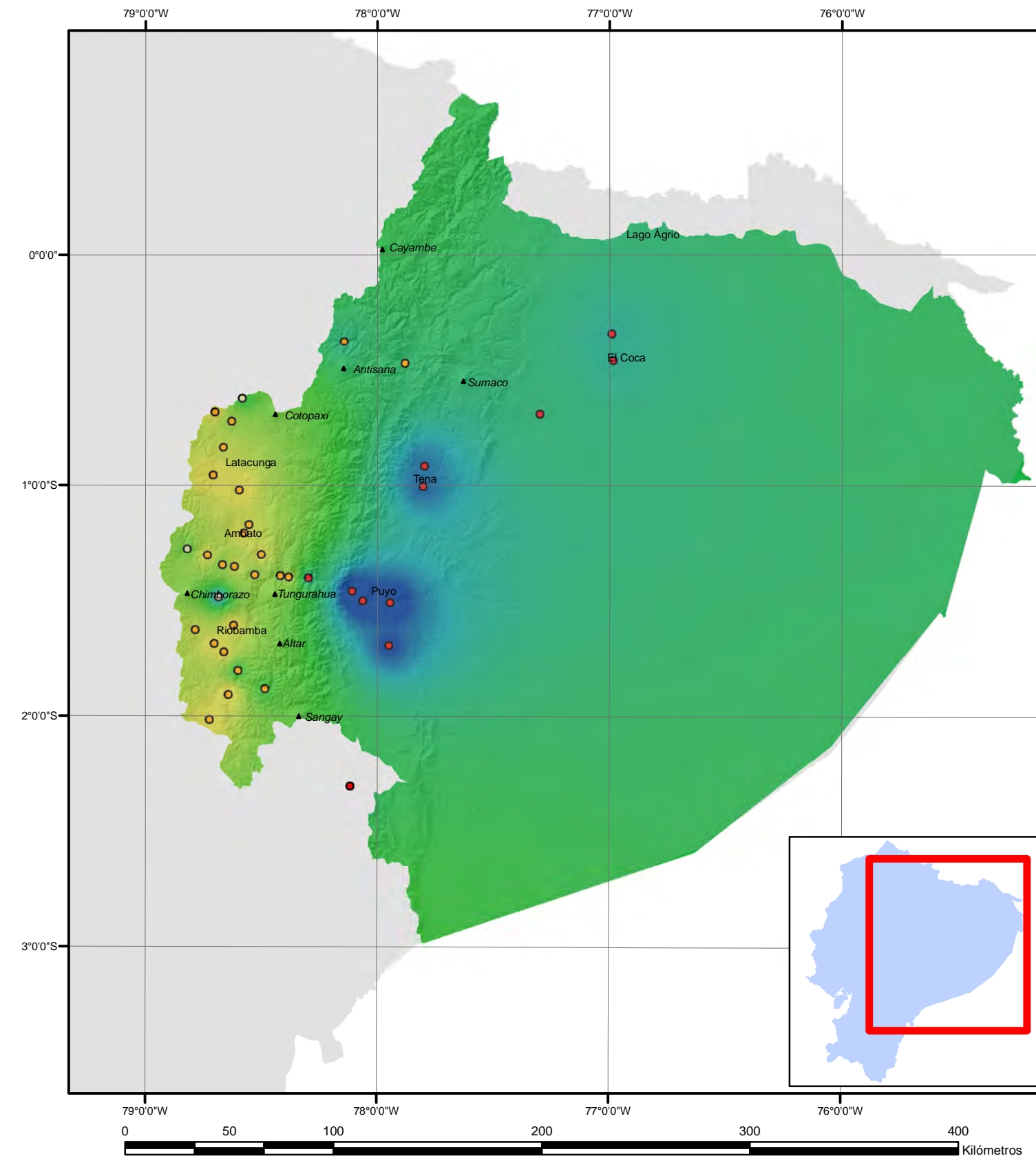


Índice Ombrotérmico lod2 UMG
como IDW del área de estudio
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

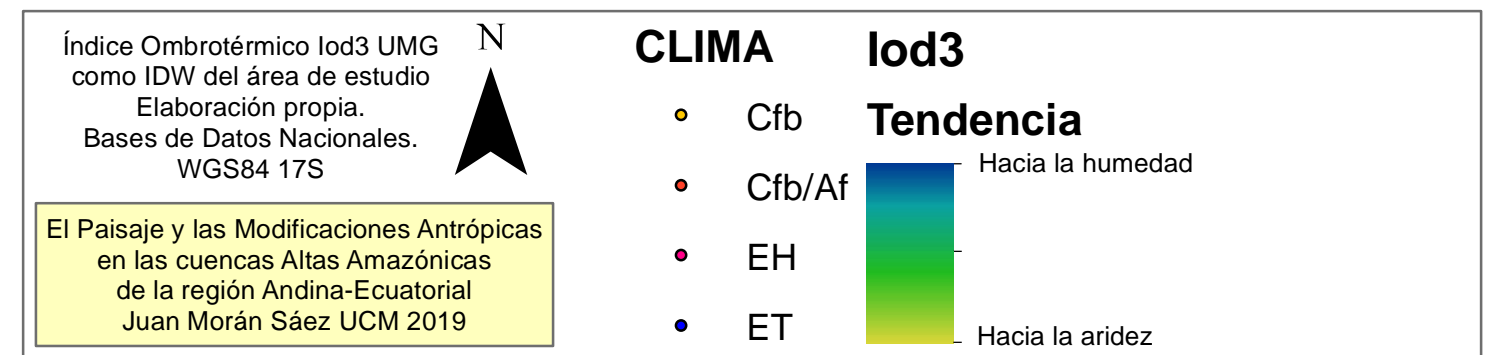
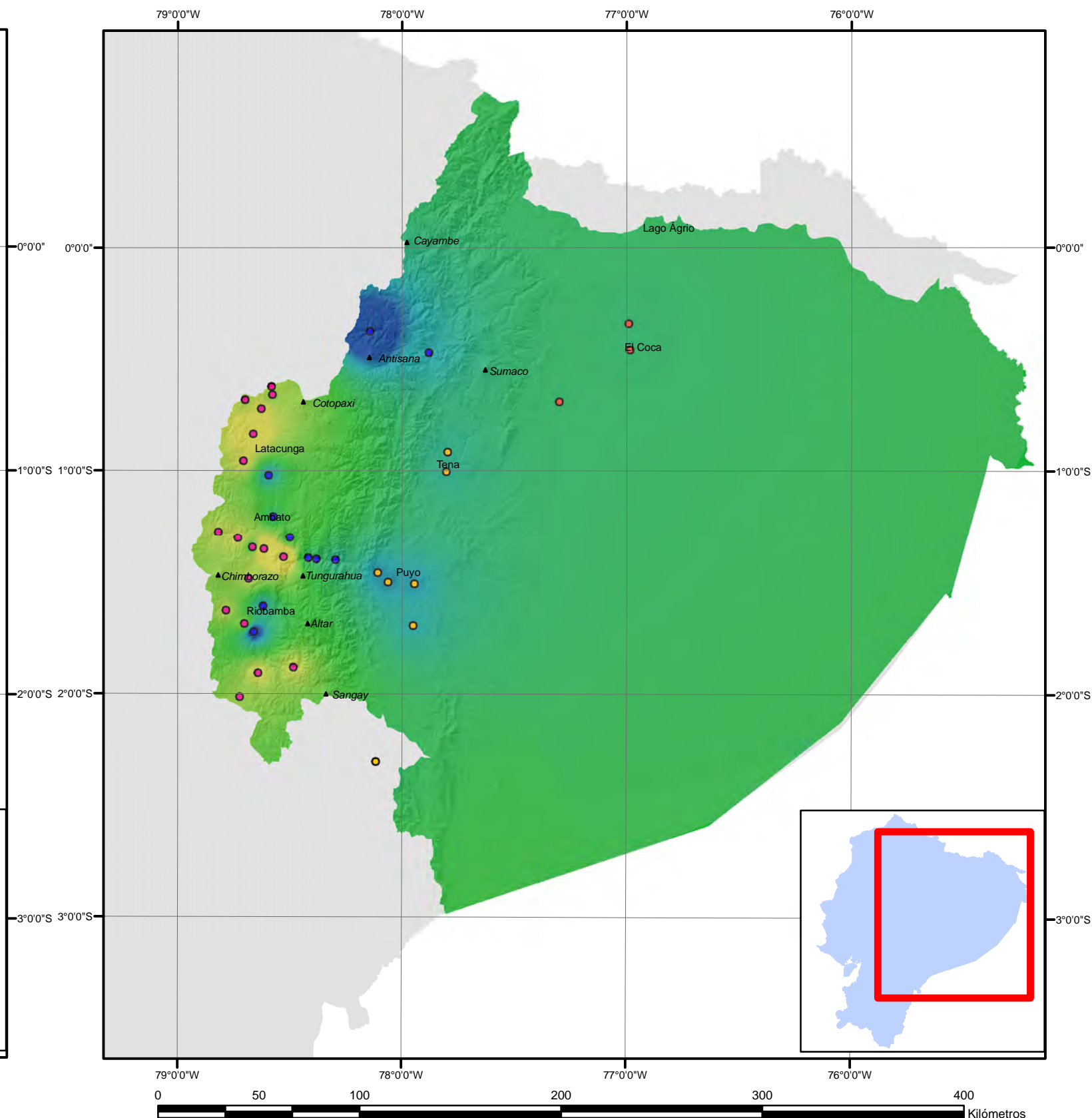


El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

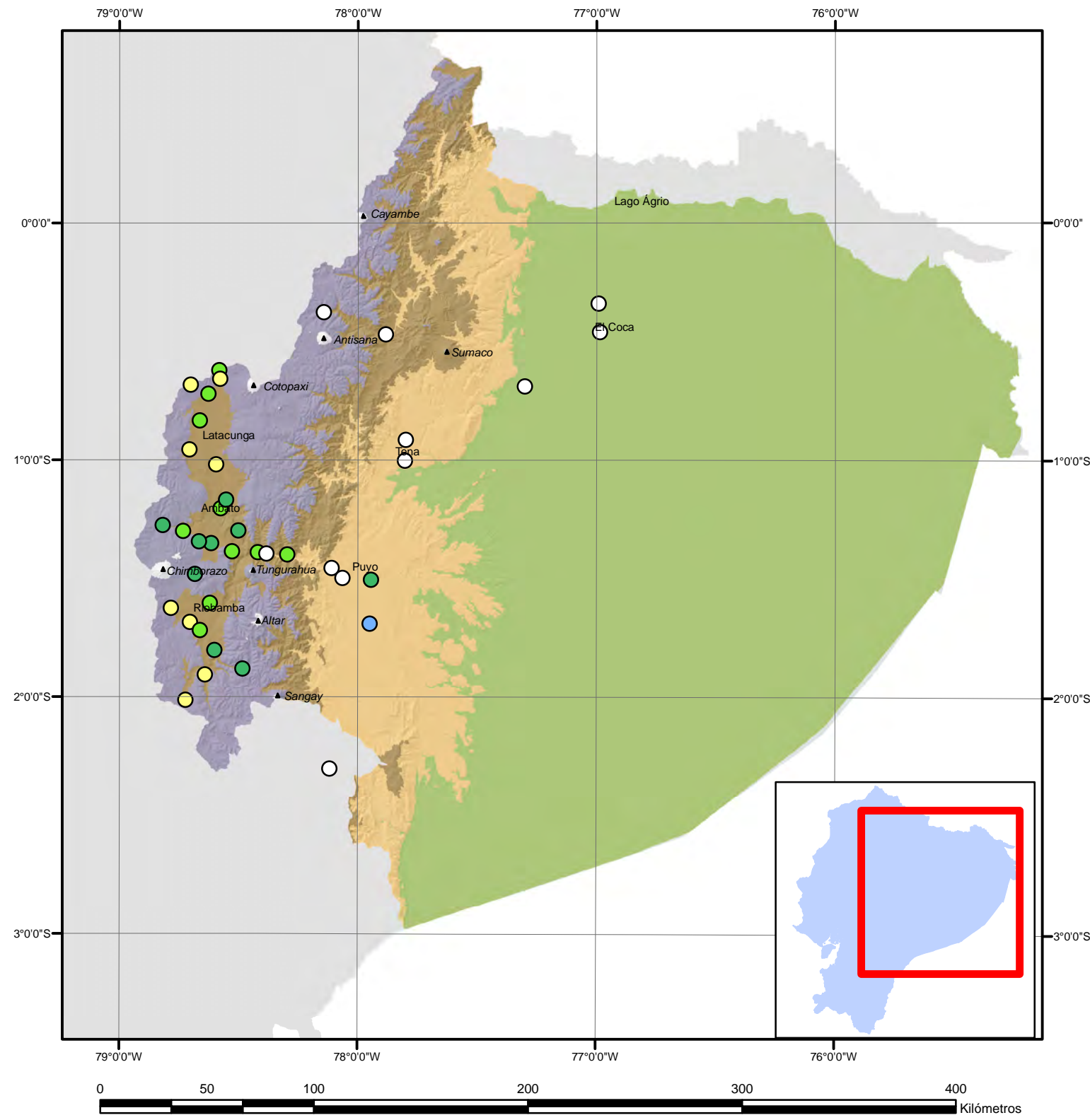
Índice Ombrotérmico Iod3



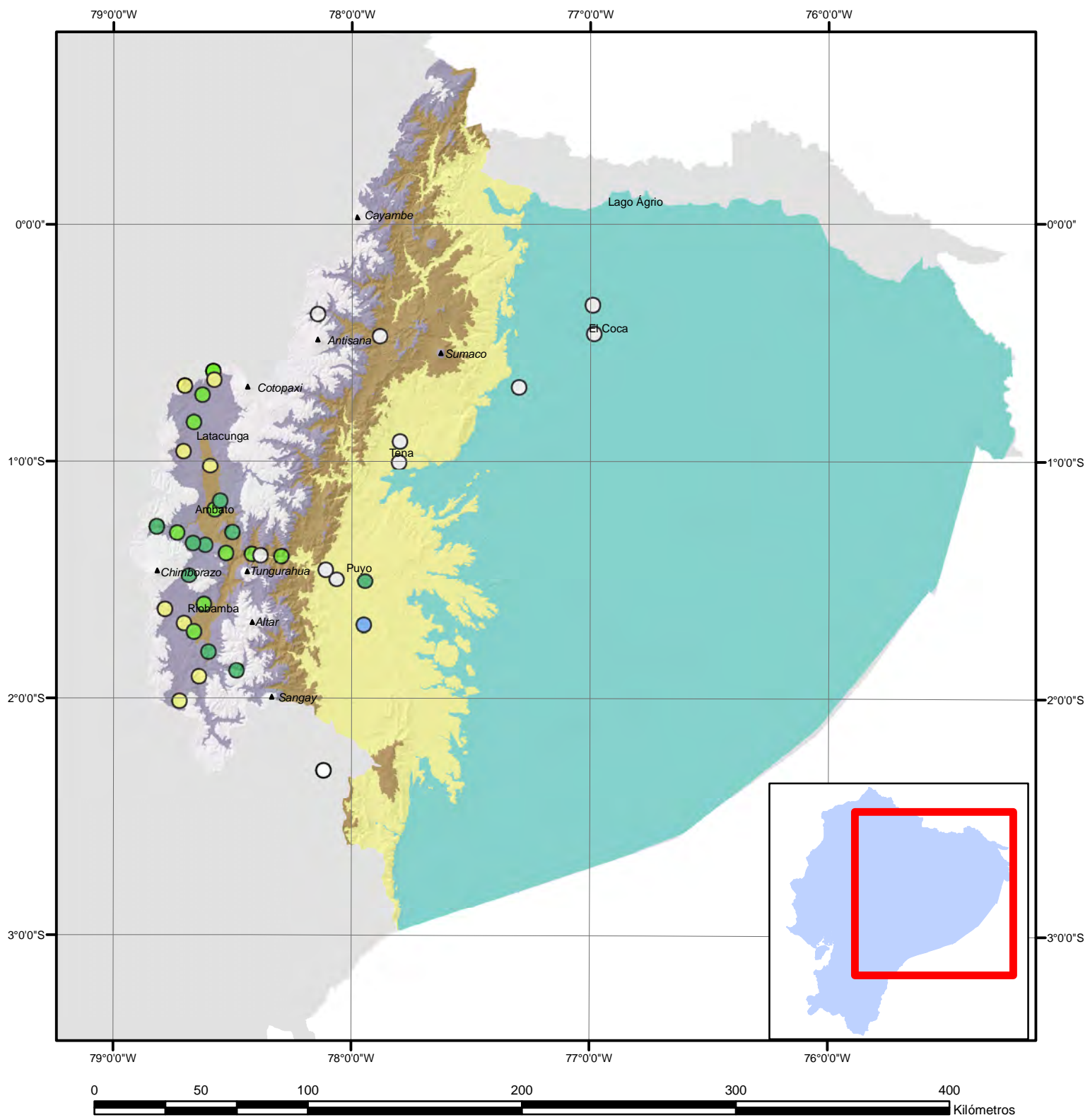
Índice Ombrotérmico Iod3 UMG



Estacionalidad actual



Estacionalidad UMG



Representación de la estacionalidad sobre los climas actuales según Köppen
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

Estacionalidad
Estacionalidad Walsh y Lalwer

- Estacional
- 1/2 estacional corta estación seca
- Constante con definida Estación Húmeda
- Muy Constante
- Sin Datos

Climas Actuales

- Ecuatorial de Llanura
- De Escalón Andino
- Montaña Ecuatorial
- Alta Montaña Ecuatorial
- Glacial

Representación de la estacionalidad sobre los climas UMG según Köppen
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas en las cuencas Altas Amazónicas de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

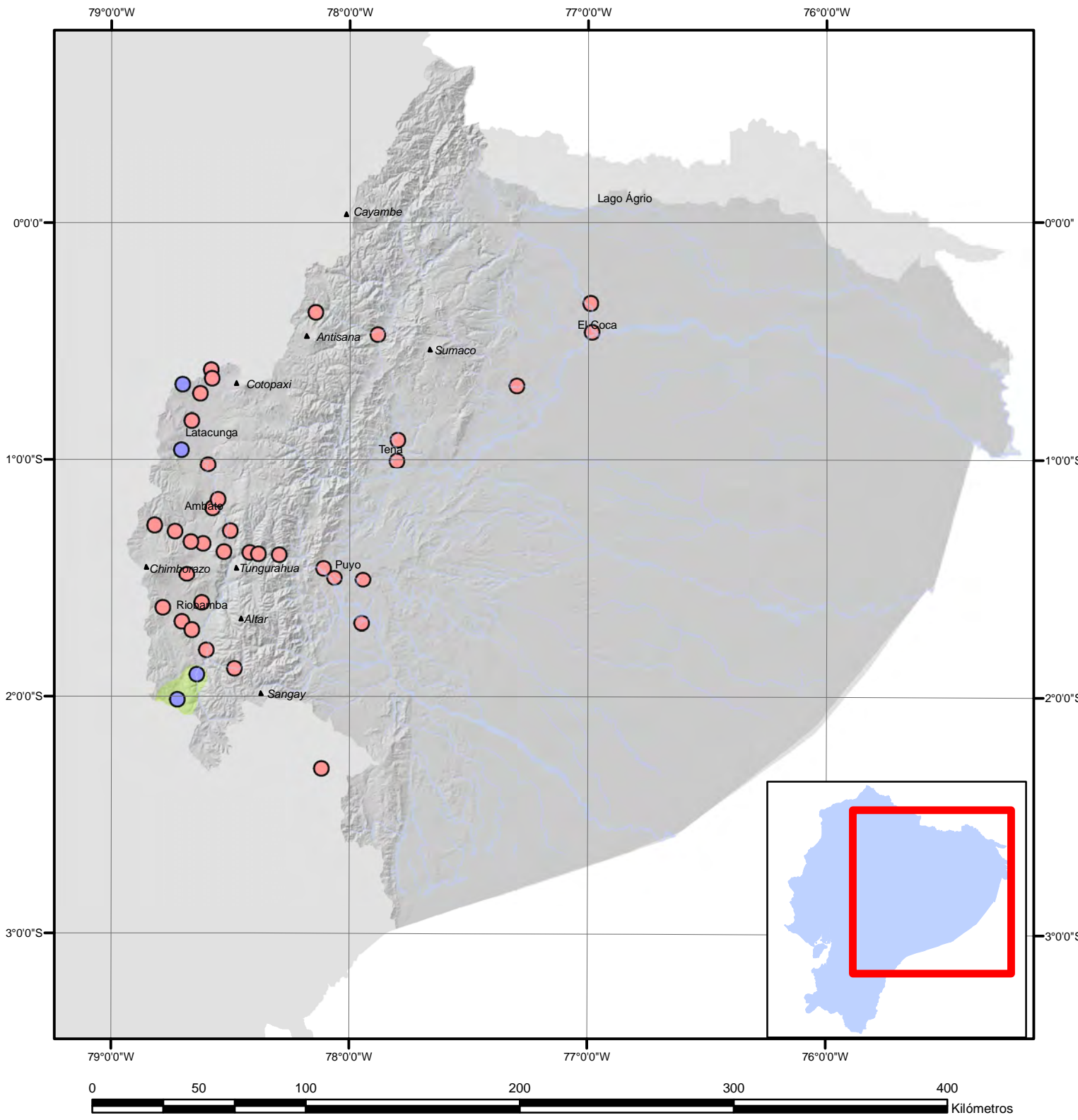
Estacionalidad UMG

- Estacional
- 1/2 estacional corta estación seca
- Constante con definida Estación Húmeda
- Muy Constante
- Sin Datos

Clima UMG

- Cfb/Af Tropical Fresco
- Cfb Oceánico Húmedo
- Páramo Tundra
- Altopáramo Periglacial
- Glacial

Índice de Concentración de la PP



Representación del índice
Concentración de la PP
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

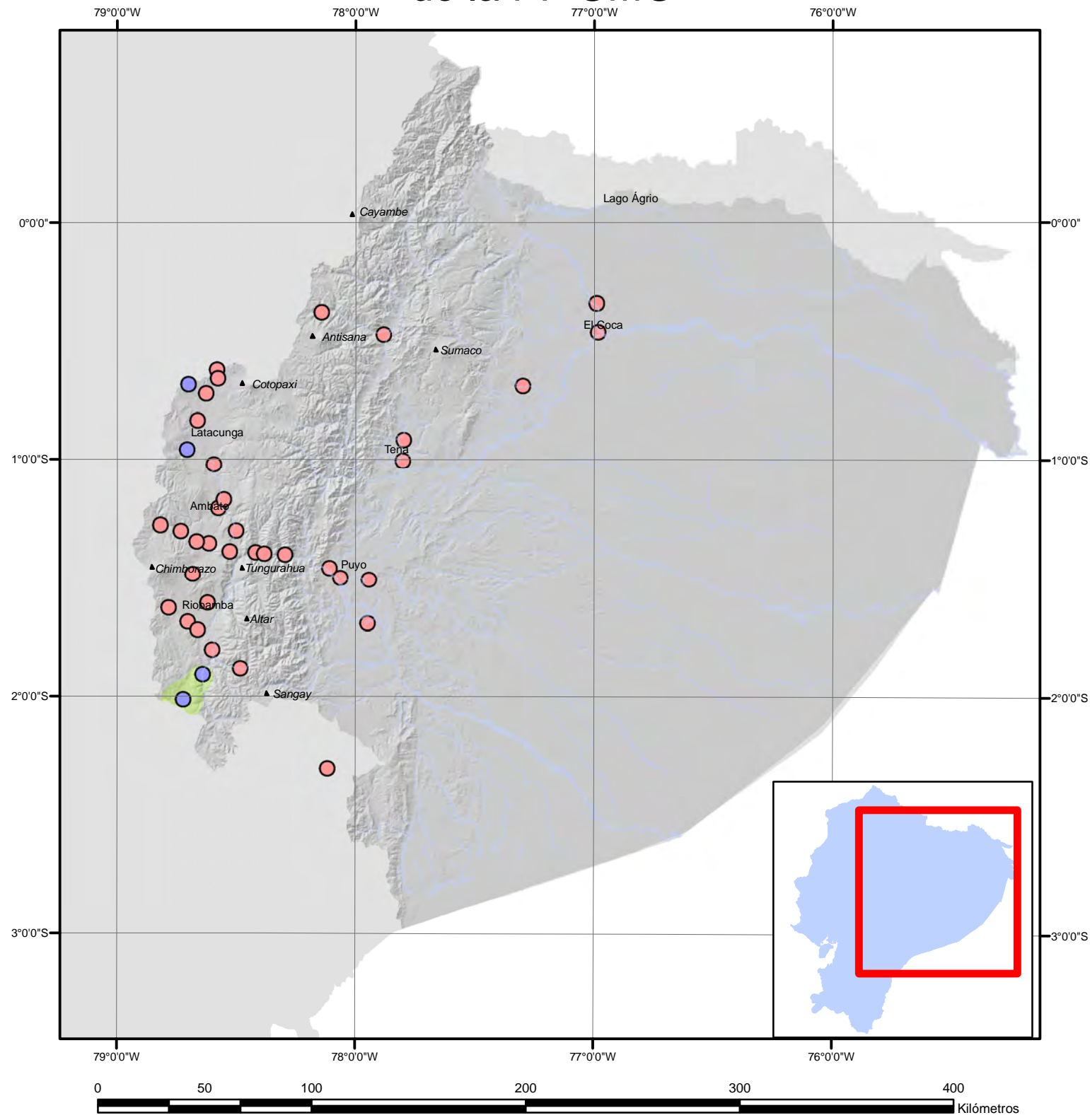
El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

ICP

- Uniforme
- Moderadamente estacional
- Uniforme
- Moderadamente estacional

N

Índice de Concentración
de la PP UMG



Representación del índice
Concentración de la PP en el UMG
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

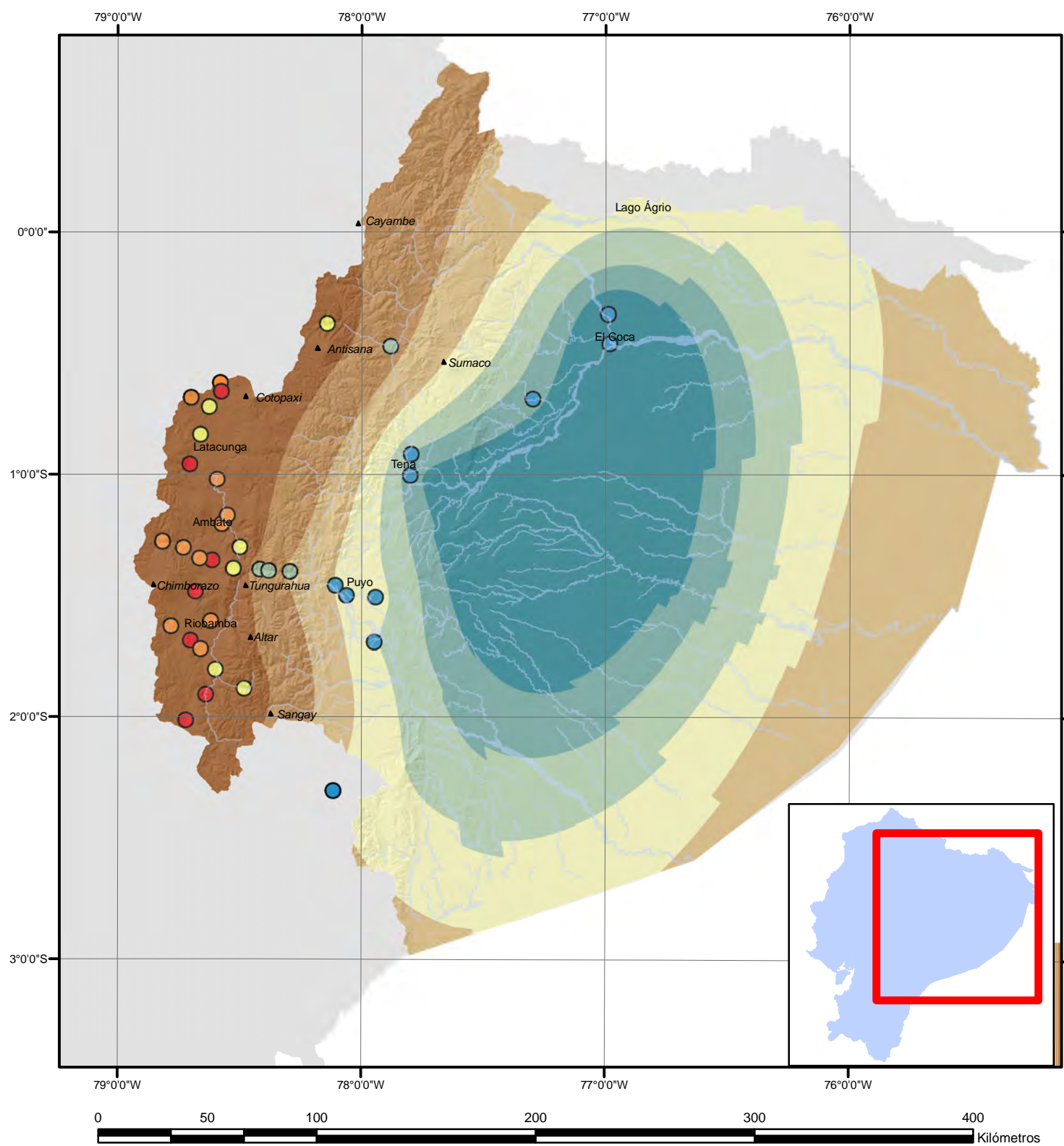
El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

ICP UMG

- Uniforme
- Moderadamente estacional
- Uniforme
- Moderadamente estacional

N

ETR Turc



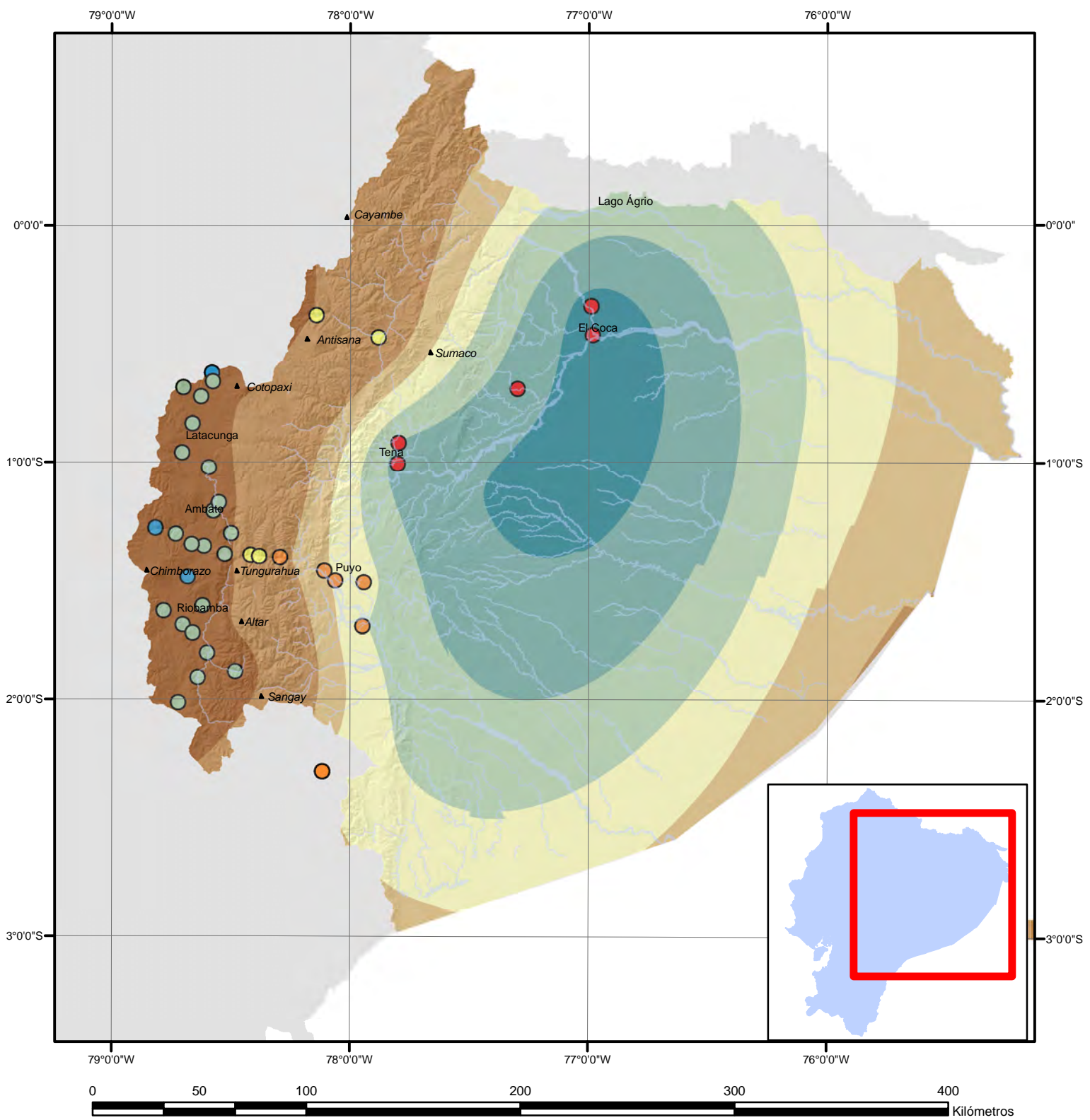
Representación mediante Kriging
de la ETR de Turc en la Actualidad
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019



ETR Turc		310,1 - 720,19
ETR Turc mm/año		720,2 - 997,92
	●	1060,7 - 1518,4
	●	646,63 - 1060,6
	●	511,61 - 646,62
	●	439,91 - 511,60
	●	308,97 - 439,90
		1.186,1 - 1.313,4
		1.313,5 - 1.399,6
		1.399,7 - 1.458
		1.458,1 - 1.544,3

ETR Turc UMG



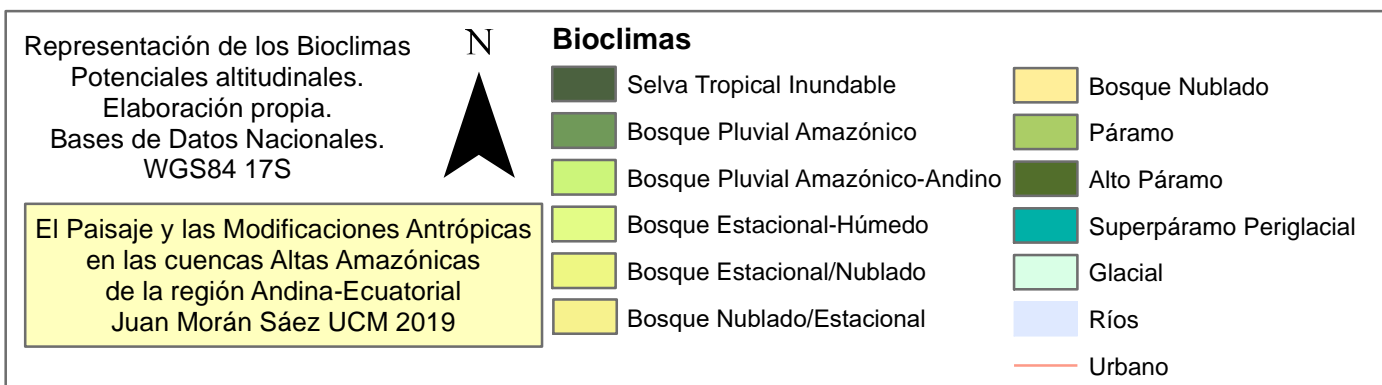
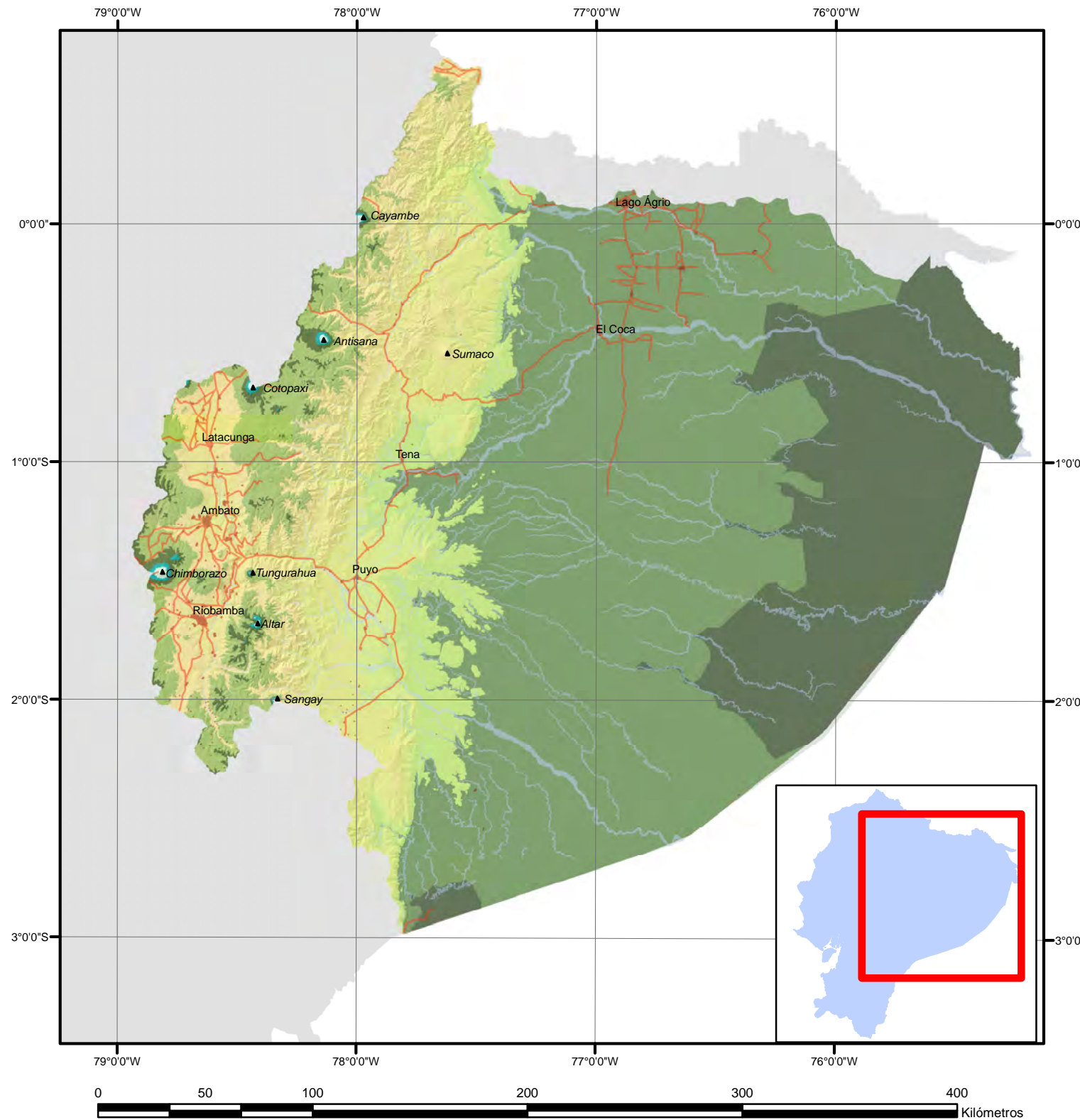
Representación mediante kriging
de la ETR de Turc en el UMG
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

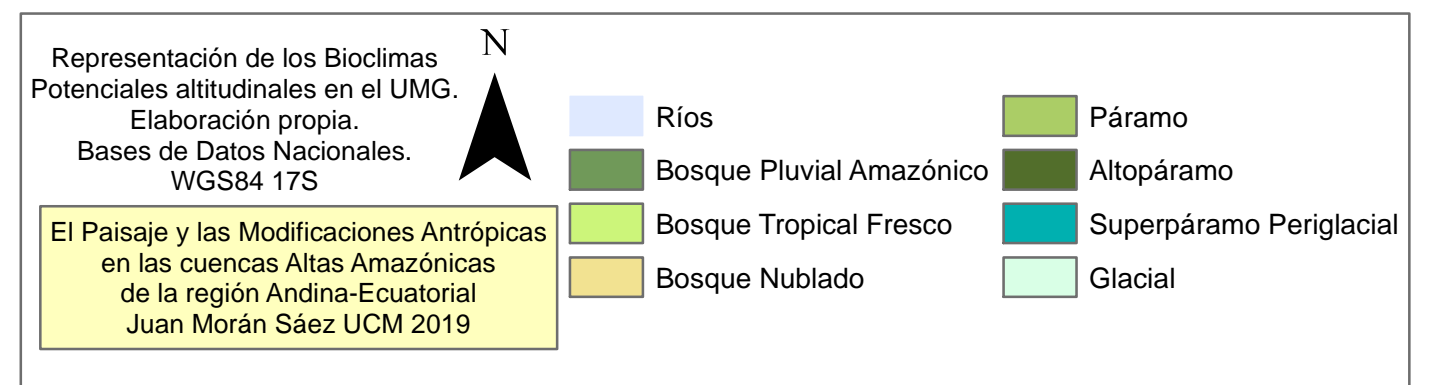
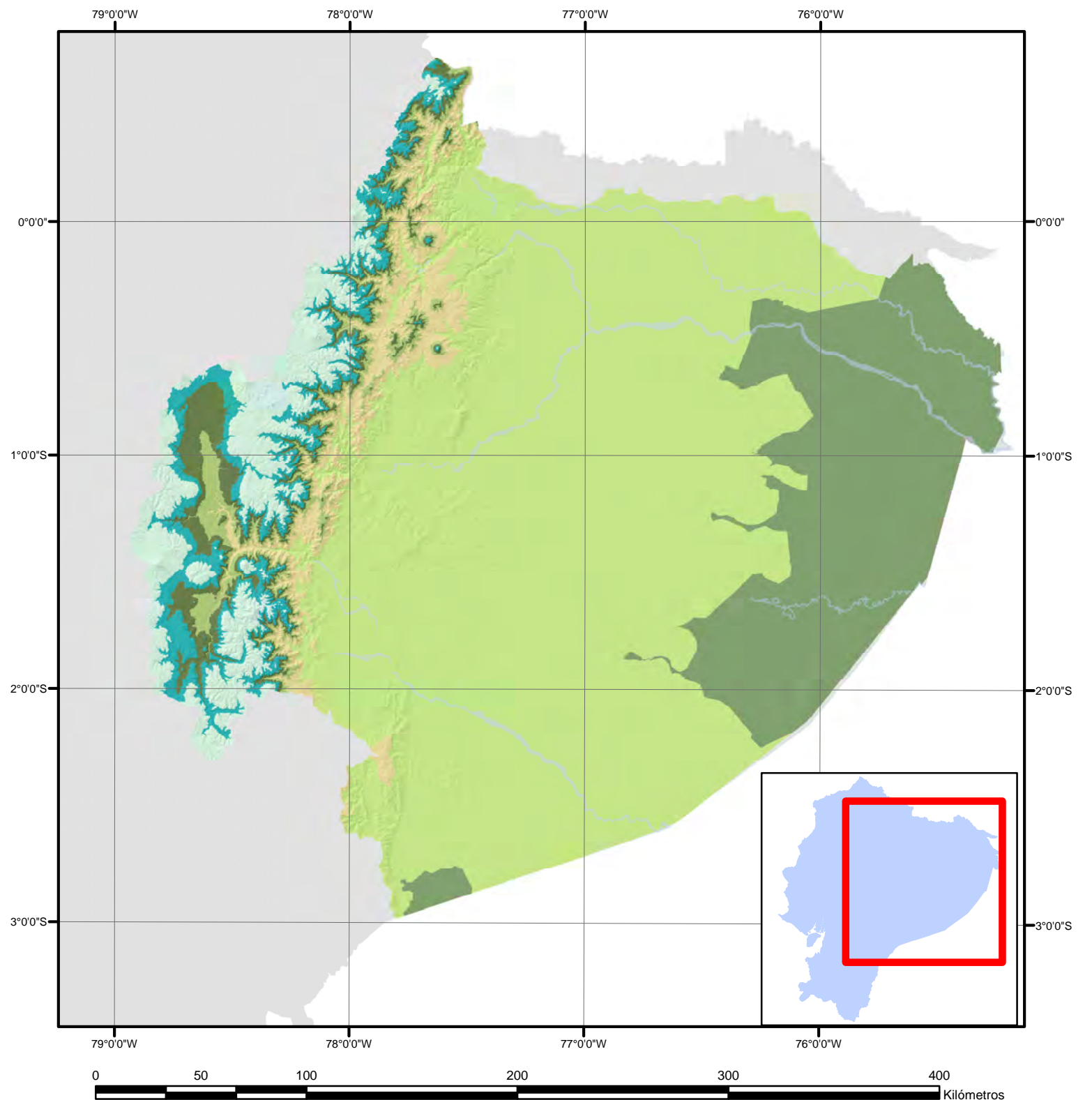


ETR TURC UMG		3,2601 - 310
ETR Turc mm/año		310,01 - 600
	●	2,7032 - 124,24
	●	124,25 - 300,66
	●	300,67 - 467,13
	●	467,14 - 789,56
	●	789,57 - 1035,7
		600,01 - 700
		700,01 - 800
		800,01 - 900
		900,01 - 1.000
		1.000,1 - 1.100

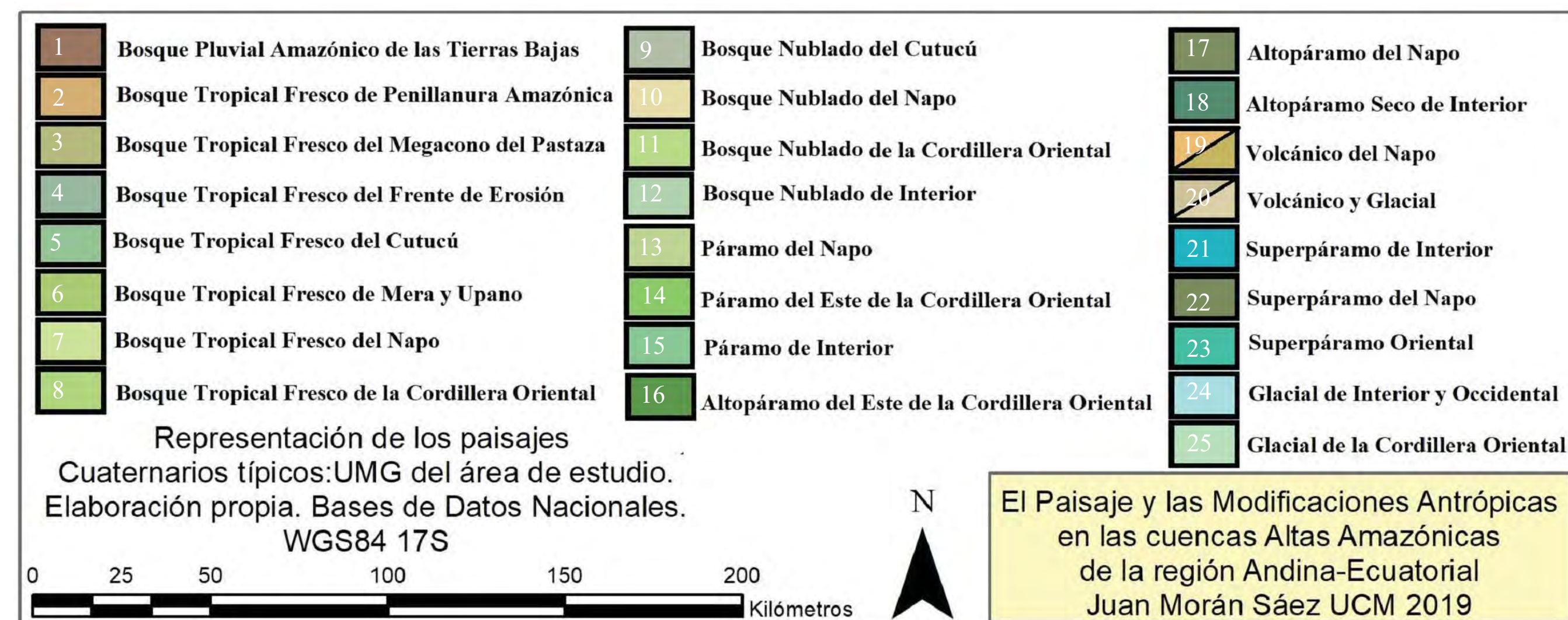
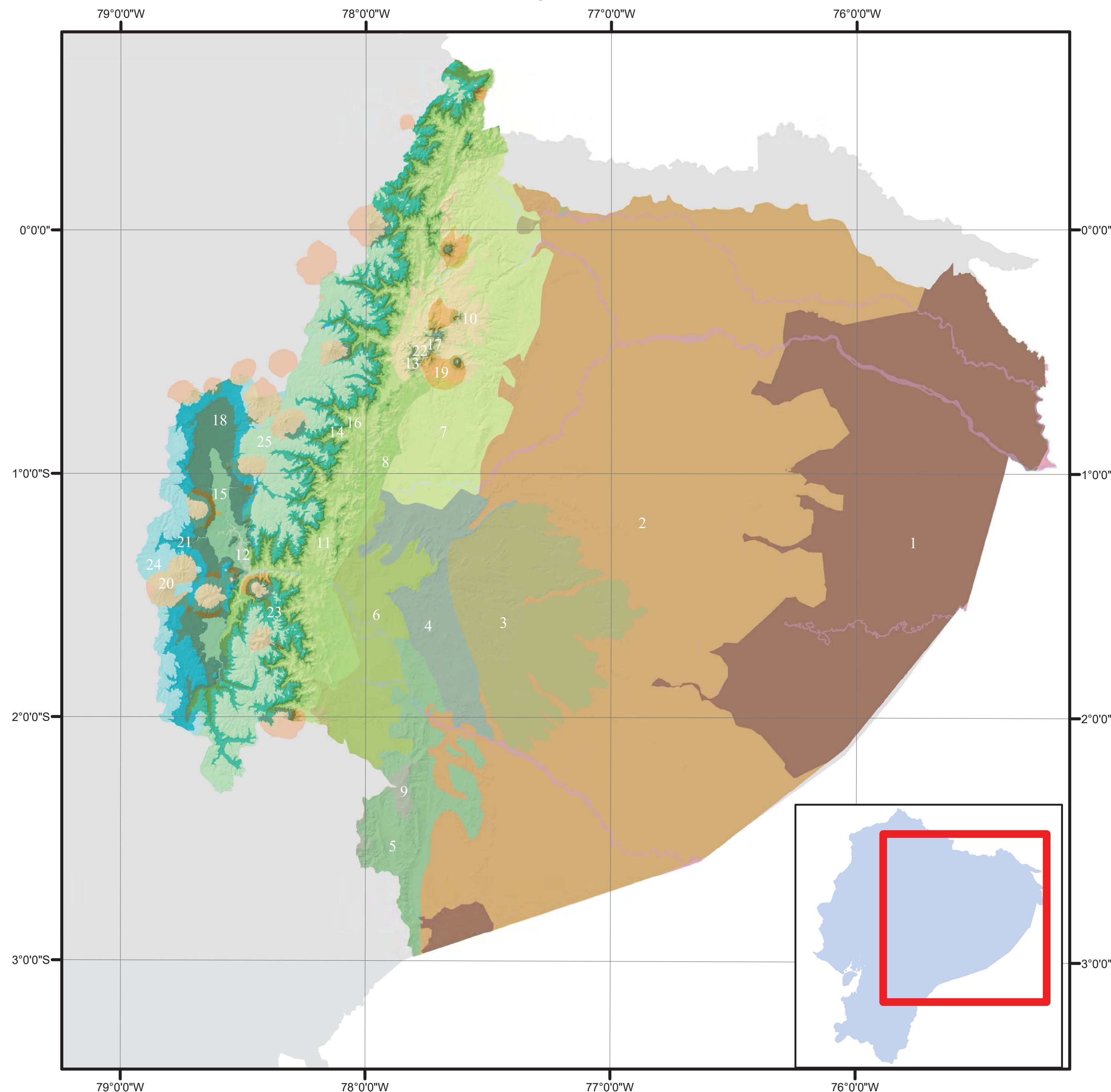
Bioclimas Potenciales



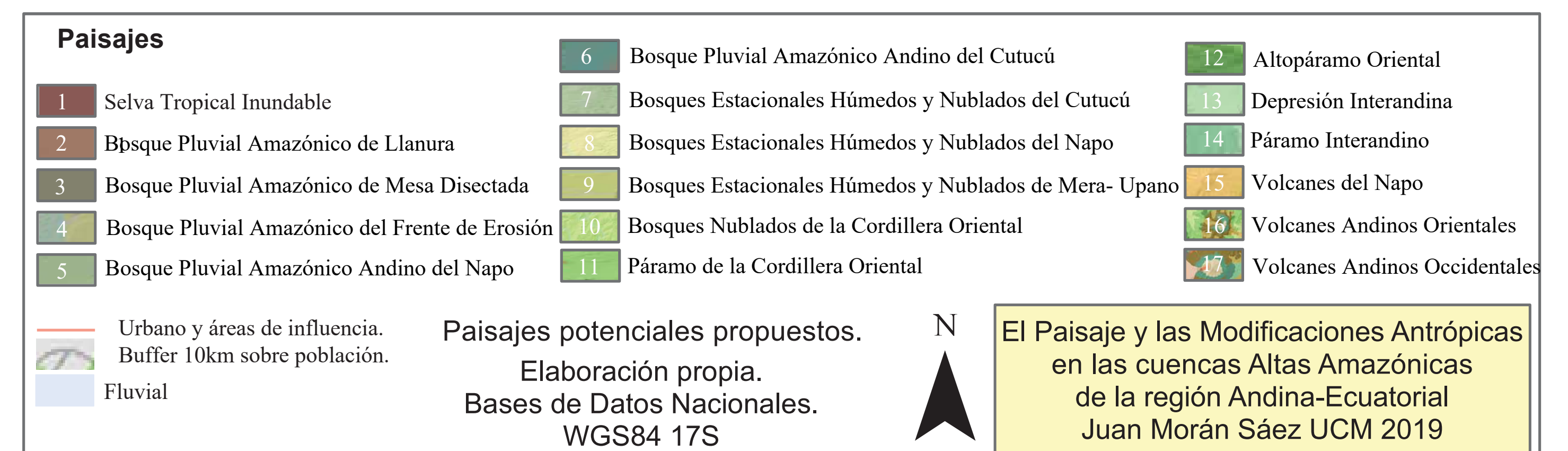
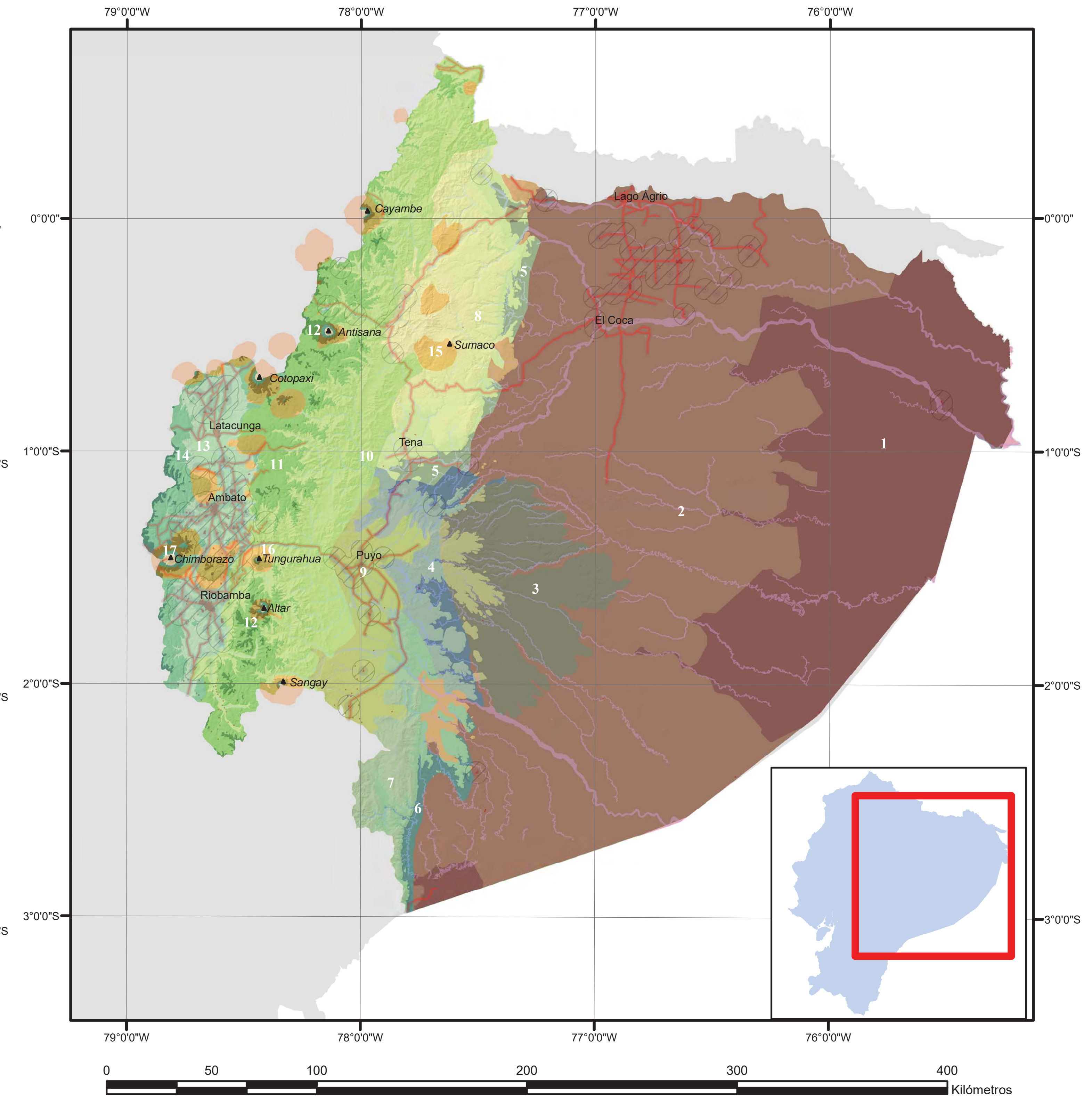
Bioclimas Potenciales UMG



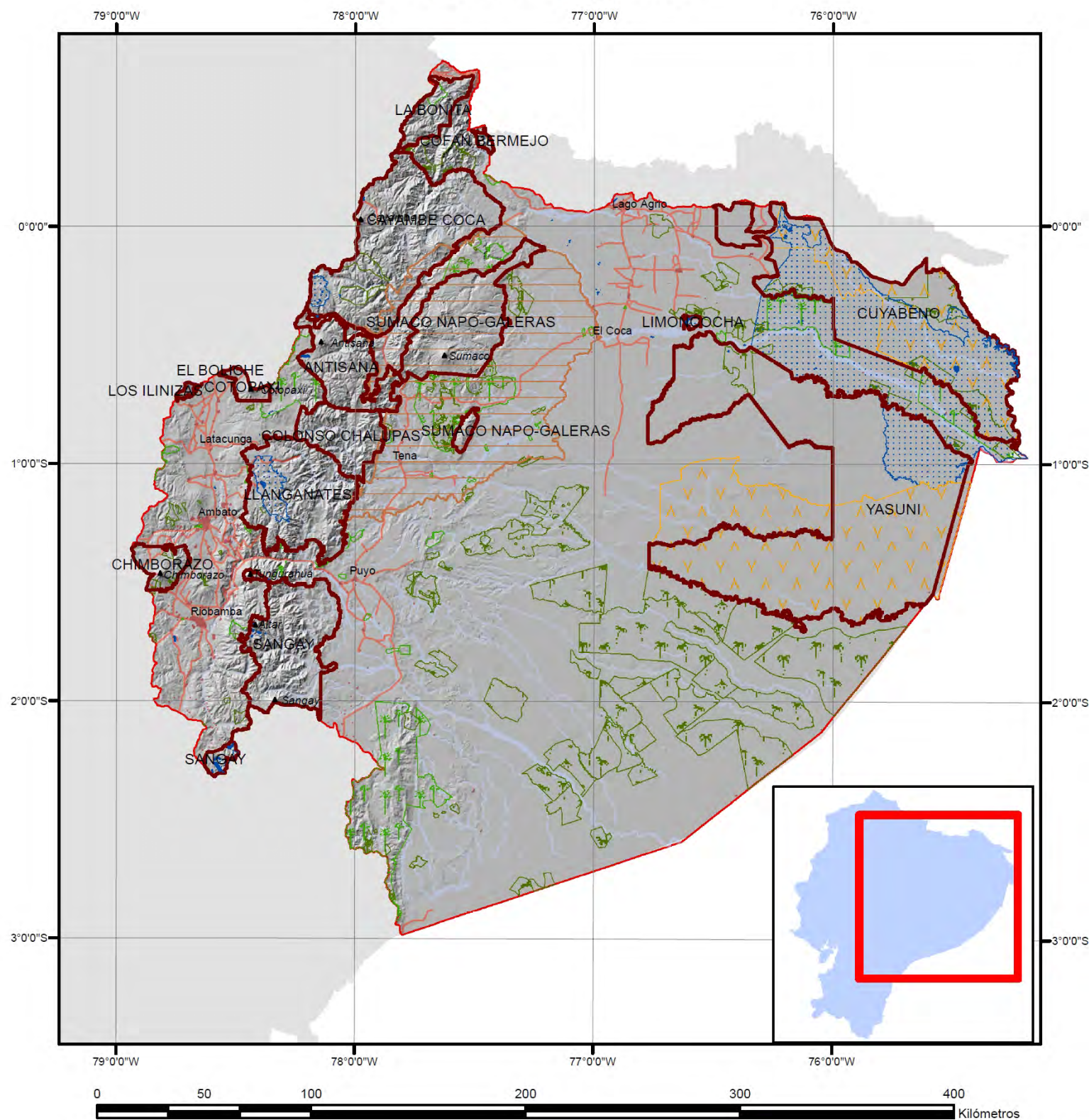
Paisajes UMG



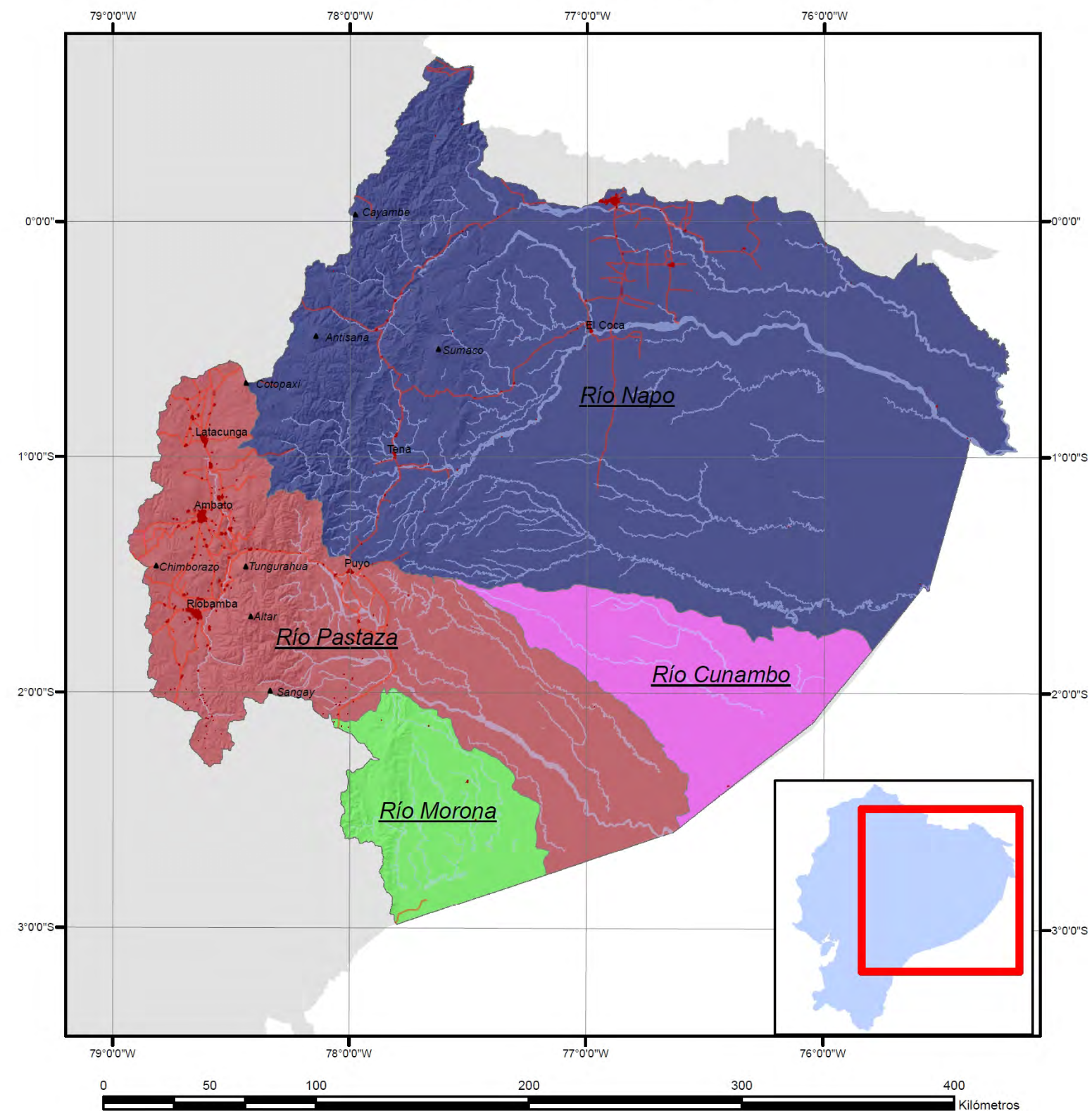
Paisajes Actuales



Zonas Protegidas



Cuencas Hídricas



Áreas protegidas de Interés
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

Zonas Protegidas

- Ríos
- Vialidad básica
- Parques Nacionales
- Zonas Intangibles
- Reservas de la Biosfera
- Zona RAMSAR
- Bosque de beneficio comunitario
- Bosques protectores
- Humedales

Cuencas Hidrográficas
Elaboración propia.
Bases de Datos Nacionales.
WGS84 17S

El Paisaje y las Modificaciones Antrópicas
en las cuencas Altas Amazónicas
de la región Andina-Ecuatorial
Juan Morán Sáez UCM 2019

CUENCAS

- Río Cunambo
- Río Morona
- Río Napo
- Río Pastaza
- Zona Urbana
- Vialidad básica
- Ríos